

**PETROGRAPHISCH-GEOCHEMISCHE
UNTERSUCHUNGEN
AN PERIADRIATISCHEN PLUTONEN
UND IHREN RAHMENGESTEINEN
AM SW-RAND DES TAUERNFENSTERS
(SÜDTIROL).**

Peter von Gizycki
—

1977
—

**PETROGRAPHISCH-GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN
AN PERIADRIATISCHEN PLUTONEN
UND IHREN RAHMENGESTEINEN
AM SW-RAND DES TAUERNFENSTERS
(SÜDTIROL).**

**INÄUGURAL-DISSERTATION
ZUR
ERLANGUNG DES DOKTORGRADES
DES
FACHBEREICHES GEOWISSENSCHAFTEN
DER
LUDWIG-MAXIMILIANS-UNIVERSITÄT
MÜNCHEN**

**VORGELEGT VON
PETER VON GIZYCKI
MÜNCHEN 1977**



1. Berichterstatter: Prof. Dr. K. Schmidt
2. Berichterstatter: Priv.-Doz. Dr. K. Weber-Diefenbach

Tag der mündlichen Prüfung: 19. Juli 1977

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft "Geodynamik des Mediterranen Raumes, Traverse I a" durchgeführt. Für die ehrenvolle Übertragung dieser Arbeit, seine wertvollen Ratschläge und sein stetes Interesse danke ich meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. K. SCHMIDT sehr herzlich.

Als Vorstand des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der Universität München stellte er auch dankenswerterweise Arbeitsplatz und Geräte zur Durchführung der Arbeit zur Verfügung.

Für die Einführung an der AAS bedanke ich mich bei Herrn Dr. I. FRUTH, für die an der RFA bei Herrn Dipl.-Min. K. DERKMANN.

Für Anregungen und Diskussionen bin ich Herrn Priv.-Doz. Dr. K. WEBER-DIEFENBACH sowie den Kollegen des Instituts zu Dank verpflichtet.

Auch allen Damen und Herren des Instituts, die zum Gelingen der Arbeit beitrugen, sei für ihre freundliche Hilfsbereitschaft gedankt.

Finanzielle Unterstützung erfuhr die vorliegende Arbeit über Herrn Prof. Dr. K. SCHMIDT aus Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Zum Schluß sei noch den Südtirolern im Valser Tal für ihre gastfreundliche Aufnahme gedankt.

Zusammenfassung

Granitisch-granodioritische Tiefengesteine längs der Periadriatischen Linie wurden einschließlich ihrer Rahmengesteine petrographisch-geochemisch untersucht. Diese Intrusiva belegen auf Grund des teils variszischen, teils alpidischen Alters die wiederholte magmatische Aktivität dieser erstrangigen tektonischen Trennfuge im alpinen Bau.

Die Kartierung im Bereich des Valser Tales mit der Oberen Tauernschieferhülle im N, dem Altkristallin einschließlich des Rensen Plutons sowie dem Brixener Granit im S und die petrographische Bearbeitung dieser Gesteine bildete die Grundlage der vorliegenden Arbeit.

Mit Hilfe der Isoelementmethode wurde der geochemische Bauplan und die Entwicklungsgeschichte des Rensen Plutons dargestellt.

Ein Vergleich der Haupt-, Neben- und Spurenelemente einschließlich der Verwendung statistischer Methoden zeigt die engen genetischen Beziehungen der im Altkristallin auftretenden Intrusiva und junger, postkinematischer Ganggesteine im Altkristallin und in der Tauernschieferhülle.

Für die variszischen Plutone südlich der P.L. wird eine zeitliche Abfolge innerhalb der magmatischen Kristallisationsdifferenziation nachgewiesen.

Ein geochemischer Vergleich der periadriatischen Intrusiva ergibt eine klare Teilung in eine alpidische und eine variszische Gruppe. Die im Altkristallin gelegenen Intrusiva, für die keine radiometrischen Gesamtgesteinsbestimmungen vorliegen, weisen danach alpidisches Alter auf.

Eine Einordnung der jungen Intrusiva in das plattentektonische Bild der Alpen wird unternommen.

Summary

Granitic-granodioritic igneous rocks at the Periadriatic Line including their adjacent rocks are investigated. These intrusions indicate, due to their partly Hercynian partly Alpidic age, the repeated magmatic activity of that prominent lineament in the Alps.

In the area of the Vals-Valley the mapping of the Penninic schists in the North, the Austroalpine crystalline with the Rensen pluton and the Brixener granit in the South and the petrological research of these rocks were the basis for further investigations.

The intrusion-development of the Rensen pluton is described by means of the geochemical iso-element method.

A comparison of main and trace elements including statistical methods indicates close genetic relations between the intrusions in the Austroalpine crystalline and young post-kinematic veins cutting the Austroalpine and the "Obere Tauernschieferhülle".

For the Hercynian intrusions south of the Periadriatic Line a temporal development within the magmatic crystallization-differentiation is demonstrated.

A geochemical comparison of the Periadriatic intrusions shows a clear subdivision into an Alpidic and a Hercynian group. The plutons in the Austroalpine, for which total rock radiometric data do not exist, are therefore of Alpidic age.

The young intrusions are integrated into Alpine plate tectonics.

INHALTSVERZEICHNIS

=====

Seite

1	EINFÜHRUNG	1
1.1	Geologischer Überblick	1
1.2	Frühere Bearbeiter	2
1.3	Problemstellung	6
2	PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN	7
2.1	Kartierung	7
2.2	Obere Tauernschieferhülle	7
2.3	Altkristallin	8
2.3.1	Paragneise	8
2.3.2	Amphibolite	10
2.3.3	Marmore	10
2.3.4	Augengneise	11
2.3.5	Orthogneise	11
2.3.6	Aplitische und pegmatitische Orthogneisgänge	12
2.3.7	Gangfolge am Ochsenprung	13
2.4	Rensen Pluton	15
2.4.1	Hauptfazies des Rensen Plutons	17
2.4.2	Basischere Fazies des Rensen Plutons	19
2.5	Altenberg und Winnetal Granodiorit	20
2.6	Gesteinssystematische Einstufung der Intrusiva	21
2.7	Altersbestimmungen und Metamorphosen	21
2.8	Tonalitgneis-Zone	27
2.9	Brixener Pluton	28
2.9.1	Gabbro	30
2.10	Iffinger Massiv	30
2.11	Kreuzberg Massiv	31
2.12	Petrogr. Vergleich Rensen Massiv-Brixener Pluton	31
2.12.1	Radiogene Höfe	34
2.13	Zusammenfassung der petrogr. Ergebnisse	38
3	GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN	40
3.1	Frühere Bearbeiter	40
3.2	Arbeitsmethodik	41
3.2.1	Probenahme	41
3.2.2	Analysenmethodik	45
3.2.2.1	Röntgenfluoreszenzanalyse	45
3.2.2.2	Atomabsorptionsanalyse	46

	Seite
3.2.3 Fehlerberechnung	47
3.2.4 Statistische Auswertung der Elementgehalte	49
3.2.5 Statistische Parameter für die Auswertung verschiedener Daten	51
3.3 Geochemische Ergebnisse	54
3.3.1 Darstellungsmöglichkeiten	54
3.3.2 Charakterisierung der Gesteine	55
3.4 Die Verteilung der Elemente im Rensen Pluton	58
3.4.1 Zirkonium	58
3.4.2 Titan	59
3.4.3 Eisen und Magnesium	63
3.4.4 Calcium	64
3.4.5 Strontium	66
3.4.6 Kalium	69
3.4.7 Rubidium	71
3.4.8 Barium	77
3.4.9 Silizium	83
3.5 Der chemische Bauplan des Rensen Plutons	85
3.5.1 Einfluß sekundärer Stoffverschiebungen	85
3.5.2 Die Verteilungspläne der einzelnen Elemente	88
3.5.3 Entstehungsmöglichkeiten der basischeren Fazies	89
3.6 Differentiation und Platznahme des Rensen Plutons	91
3.7 Die Beziehungen der im Altkristallin auftretenden Intrusiva	92
3.8 Einordnung der Ganggesteine im Altkristallin	96
3.9 Magmatische Differentiation für Iffinger-, Brixener- und Kreuzberg Granit	101
3.9.1 Kristallisationsdifferentiation innerhalb der drei Granite	107
3.10 Vergleich räumlich getrennter Intrusionskörper	108
4 ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN	117
4.1 Petrographie	117
4.2 Geochemie	118
4.3 Einordnung in das plattentektonische Bild der Alpen	120
5 LITERATURVERZEICHNIS	122
ANHANG	137
Analysentabellen	
Geologische Karte mit Profilen (Tafel I und II)	

1. EINFÜHRUNG

1.1 Geologischer Überblick

Zahlreiche Magmatite sind längs der Periadriatischen Linie (P.L.) angeordnet, die sich, aus einzelnen Abschnitten zusammengesetzt, ca. 700 km von Turin bis östlich von Weitenstein (östlich der Karawanken) erstreckt. Die P.L. trennt die alpidisch-metamorphen Gebiete der Ost- und Westalpen von den Südalpen, in denen keine entsprechende Metamorphose bekannt ist. Es sind im wesentlichen Abschiebungen des südlichen Teiles, untergeordnet auch Aufschiebungen erfolgt. Über das Ausmaß eventueller Lateralverschiebungen gehen die Auffassungen auseinander (BÜGEL, 1975). Während SALOMON (1897) als gemeinsames Merkmal für die periadriatischen Tiefengesteine gleiches Alter annimmt, haben radiometrische Altersbestimmungen dies nicht bestätigt. Die Intrusionen reichen vom Paläozoikum bis ins Jungtertiär und belegen damit die wiederholte magmatische Aktivität dieser erstrangigen tektonischen Trennfuge im alpinen Bau (EXNER, 1976). Die derzeit angeschnittenen Flächen der alpidischen und variszischen Tiefengesteine verhalten sich ca. wie 1.7 : 1.

Das untersuchte Gebiet wird im Valser Tal von der P.L. in E-W-Richtung geschnitten. Nördlich davon schließt sich die hier am SW-Rand des Tauernfensters relativ schmale Zone der Alten Gneise des austroalpinen Altkristallins an. Darin liegen die spät- bis postkinematischen Intrusivkörper des Rensen, Altenberg, Winnetal und Rieserferner. Während für den Rieserferner-Tonalit BORSI et al. (1977) ein Gesamtgesteinsalter von 30 ± 3 Mio. Jahren angeben, wird für die übrigen Intrusiva mit ihren oligo- bis miozänen Biotit-Abkühlungsaltern (BORSI et al., 1973) ein ebenfalls alpidisches Alter vermutet.

Unmittelbar an der Grenze zwischen Tauernfenster und Rahmenkristallin tritt eine Folge von Ganggesteinen auf, die sowohl das Austroalpin als auch das tauernkristalline Penninikum, z.T. diskordant, durchschlagen.

Die Gesteine der Oberen Schieferhülle des Penninikums des Tauernfensters folgen nach N mit Isoklinalkontakt auf Altkristallin. Die Schieferhülle hat im Raume Pfitsch bis Pfunders eine relativ bedeutende Geländeausdehnung, für die tektonische Schichtwiederholungen verantwortlich gemacht werden.

Im Gegensatz zu den o.g. Intrusiva intrudierte der wesentlich größere Pluton des Brixener Granits mit der im SW anschließenden Iffinger- und Kreuzberg Masse in die Judikarien-Pustertallinie und trennt so das Altkristallin vom Brixener Quarzphyllit. Die N- und NW-Grenze dieser Intrusiva ist im wesentlichen tektonisch und wird z.T. durch eine Tonalitgneis-Zone markiert. Die S-Grenze ist dagegen diskordant-intrusiv mit deutlicher Kontaktmetamorphose.

Die Gesamtgesteinsalter dieser Plutone werden mit $275 - 291 \pm 6$ Mio. Jahren angegeben, die Biotit-Abkühlungsalter nach der Rb/Sr-Methode mit $182 - 186 \pm 24$ Mio. Jahren (BORSI et al., 1972). Dagegen fanden diese Autoren für die Tonalitgneiszone ein Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter von 31 ± 10 Mio. Jahren, das als Rejuvenationsalter längs der P.L. gedeutet wird.

Einen Überblick über die P.L. und die sie begleitenden Tiefengesteine im Bereich Adamello - Bachern (Pohorje) sowie im Ost- und Südalpin gibt Abb.1.

1.2 Frühere Bearbeiter

Über die o.g. Arbeitsgebiete liegt ein reichhaltiges Schrifttum vor.

Für die Obere Tauernschieferhülle, die das untersuchte Gebiet im N abschließt, sei auf folgende Autoren verwiesen: Zusammenstellung der bis dahin erschienenen Literatur bei TOLLMANN (1963, S.230-235), BAGGIO et al. (1969), FRISCH (1974), TOLLMANN (1975) u.a..

Für die den Rensen Pluton umgebende Zone der Alten Gneise liegen Arbeiten von TELLER (1881), LINDEMANN (1906), SANDER (1906, 1921, 1925, 1929), BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1934), BIANCHI & DAL PIAZ

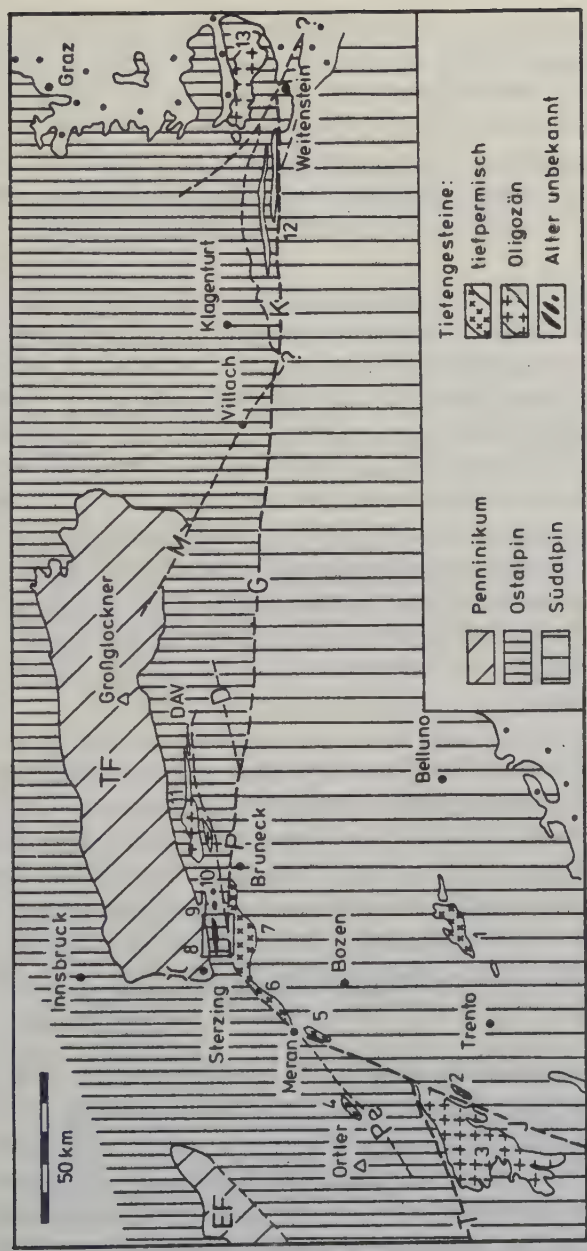


Abb. 1: Die Periadiatische Linie und ihre Tiefengesteine.
Nach BÖGEL (1975, S.175), vereinfacht und ergänzt.

□ Lage des Kartiergebietes (östl. Sterzing), s.a. Tafel I und II im Anhang.

Buchstaben: D Draubach, DAV Defregger-Antholzer-Valser-Linie, EF Engadiner Fenster, G Gailtaler Linie, J Judikarier-Linie, K Karawanken-Linie, L Lavannttaler-Störung, M Mölltal-Störung, P Puostertal-Linie, Pe Peio-Linie, T Tonale-Linie, TF Tauernfenster.
Zahlen: 1 Cima d'Asta, 2 Mt. Sabion, 3 Adamello, 4 Martell, 5 Kreuzberg, 6 Iffinger, 7 Brixener, 8 Rensen, 9 Altenberg, 10 Winnetal, 11 Rieserferner, 12 Karawanken (230 Mio.J.), 13 Bachern.

(1939), und in jüngerer Zeit von SCHINDLMAYR (1968), ZIRPOLI in: BAGGIO et al. (1969), SCOLARI et al. (1973), SASSI et al. (1974) u.a. vor. SCHINDLMAYR unterscheidet in dem Gebiet bei Mauls in Bezug auf den eingeschuppten Permotriaszug Mauls - Stilfes eine Liegend- und Hangendzone der Alten Gneise mit unterschiedlichem Gesteinscharakter. Zu einer ähnlichen Teilung bezüglich der Rahmengesteine des Rensen Massivs kommt NOLLAU (1974).

Nach den frühen Bearbeitern (TELLER, 1881; SANDER, 1906-1929; HRADIL, 1912; KLEBELSBERG, 1935) stellt das Rensen Massiv nur eine von der nahen und größeren Hauptmasse des Brixener Granits abgetrennte Randlage dar, die der Zone der Alten Gneise zwischen-geschaltet ist und die dem Brixener Granit petrographisch in al-lem wesentlichen entspricht. Z.T. wurde von diesen Autoren auch keine strenge Trennung zu den alten, gneistektonisch synkinema-tischen Orthogneisen gezogen. HRADIL (1912) bringt eine spezielle petrographische Untersuchung des Rensen Plutons. Darin werden Faziesunterschiede innerhalb des Plutons beschrieben sowie Ver-gleiche mit dem Brixener und Rieserferner gezogen. Von diesen Autoren wird vornehmlich ein gemeinsames, junges Alter für die-se Intrusiva angenommen.

SANDER (1906, 1929) bietet in seinen Arbeiten auch verschiedene Profile quer über den Granitkörper, von denen jedoch zwei (1921, 1929), neben der richtigen Darstellung der konkordanten Lage des Plutons zu seinem Gneisrahmen, eine "Einmuldung" des Granits vor-täuschen. Kurze Beschreibungen bzw. Eintragungen auf geologischen Karten finden sich bei VETTERS (1947, 1968), DAL PIAZ (1934), KARL (1959), TOLLMANN (1963), BECK-MANNAGETTA et al. (1966), MOR-GANTE et al. (1965), FÖRSTER (1969).

Im Gegensatz zu diesen Autoren besitzt der Rensen Pluton nach ZIRPOLI in: BAGGIO et al. (1969), ZANETTIN (1971), NOLLAU (1974) eine vom Brixener Granit unabhängige Position, wobei auch noch unterschiedliches Alter vermutet wird. Die in sich geschlossene Magmatitfolge, seine gut erhaltenen Kontaktphänomene sowie das innere Gefüge belegen die autochthone und selbständige Stellung des Rensen Plutons. Auf die ausführlichen Ergebnisse und Darstel-lungen der Habilitationsschrift NOLLAU's (1974) über die "Petro-

graphischen und tektonischen Untersuchungen am periadriatischen Rensengranit in Südtirol" wird im weiteren Text an den entsprechenden Stellen verwiesen ^{*)}.

Von NOLLAU (1969) stammen außerdem Untersuchungen über kleintektonische Strukturen in diesem Bereich und ihre Einbeziehung in großtektonische Konzepte.

Zwischen Rensen und Rieserferner sind noch zwei kleine Intrusivkörper, ebenfalls im Altkristallin, vorhanden: Der Altenberg (Kammerschien, Mt. Alto) und der Winnetal (Terentener Winnetal, Rio Venò). Von ZIRPOLI in: BAGGIO et al. (1969), ZIRPOLI (1969), NOLLAU (1974) wird auf die große Übereinstimmung dieser beiden Vorkommen mit dem Rensen verwiesen.

Der Rieserferner Tonalit wird in ausführlichen Arbeiten von BECKE (1892), BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1934), KARL (1959) u.a. beschrieben. Im folgenden wird er, von seiner Einbeziehung in die Untersuchung der radiogenen Höfe abgesehen, nur im geochemischen Teil behandelt.

Auch für den Brixener Granit sowie die südwestlich anschließenden Massive des Iffinger und Kreuzberg ist eine umfangreiche Literatur vorhanden: PICHLER (1871), TELLER (1881), SALOMON (1898), PETRASCHECK (1905), SANDER (1906, 1929), BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1931, 1934, 1942), ANDREATTA (1937), KARL (1959), FAVRETTO & NARDI (1961), LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI (1965), BAGGIO et al. (1969), SCOLARI & ZIRPOLI (1970), MORGANTE (1974) u.a.. Neuere, vergleichende und zusammenfassende Arbeiten liegen von D'AMICO (1974), NOLLAU (1974), ANGHEHEISTER et al. (1975), BÖGEL (1975), EXNER (1976) vor.

Auf die radiometrischen Altersbestimmungen wird in Kap. 2.7 Bezug genommen, die Arbeiten mit geochemischen Zielsetzungen werden in Kap. 3.1 dargelegt.

^{*)} Soweit in der vorliegenden Arbeit der Ausdruck Rensen "Granit" verwendet wird, ist damit keine gesteinsystematische Einstufung gemeint, sondern nur die Zugehörigkeit zu einem granitoiden Magmastamm. S.a. Kap. 2.6.

1.3. Problemstellung

Bei der Bearbeitung des Westlichen Tauernfensters stellte sich die Frage nach dem Bau und der petrogenetischen Entwicklung des Gneisrahmens im SW des Tauernfensters sowie der im Altkristallin enthaltenen Intrusiva. Dabei nimmt das o.g. Ganggeföge, das sowohl in die Obere Schieferhölle als auch in das Altkristallin eingedrungen ist, eine wichtige Stellung ein. Hätte sich herausgestellt, daß es mit dem Rensen Massiv eine direkte Verbindung aufweist, wäre mit dem Plutonalter zugleich eine weitere chronologische Zeitmarke für die Bewegungen zwischen Gneisrahmen und Tauernfenster wie auch für die Tauernkristallisation gegeben gewesen.

Bei der genannten Fragestellung war es erforderlich, einen Streifen längs des Valser Tales zwischen der Tauernschieferhölle und dem Brixener Granit im Maßstab 1 : 10 000 zu kartieren und in Profilen darzustellen.

Als Schwerpunkt erfolgte eine geochemische Untersuchung des Rensen Massivs. Ferner wurde ein geochemisch-petrographischer Vergleich zwischen den ins Altkristallin eingedrungenen, vermutlich alpidischen Intrusiva und einigen südlich der P.L. auftretenden, variszischen Plutone durchgeführt. Damit sollten weitere Anhaltspunkte für die petrologische Gliederung, die geochronologische Einstufung und die magmentektonische Stellung der Plutone gewonnen werden. Für die geochemischen Untersuchungen ergaben sich dabei im einzelnen folgende Fragestellungen:

- 1) Charakterisierung der Plutone nach ihrem Chemismus.
- 2) Darstellung der Verteilung der Elemente nach der Isoelementmethode für das Rensen Massiv.
- 3) Darstellung der Beziehung von Elementpaaren und Elementgruppen an Hand von Variationsdiagrammen und Konzentrationsdreiecken.

4) Gemeinsamkeiten und Unterschiede in der Differentiation und Kristallisation.

5) Altersbeziehungen der Intrusiva.

6) Vergleich der Ergebnisse mit den übrigen, geochemisch untersuchten Plutonen.

Abschließend sollte versucht werden, die Ergebnisse mit dem neuen tektonischen Gesamtbild der Alpen in Verbindung zu bringen, das sich auf Grund plattentektonischer Gesichtspunkte ergibt (s. ANGENHEISTER et al., 1972; GIESE et al., 1972; OXBURGH, 1972; DEWEY et al., 1973; ERNST, 1973; CLOSS, 1975; HAWKESWORTH et al., 1975; ILLIES, 1975; DIETRICH, 1976; DIETRICH & FRANZ, 1976; FRISCH, 1976; ROEDER, 1976; SCHMIDT 1976).

2 PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

=====

2.1 Kartierung

Der Rensen Pluton wurde mit seinem altkristallinen Gneisrahmen und den nördlich anschließenden Kalkphylliten der Oberen Tauernschieferhülle sowie dem südlich angrenzenden Brixener Granit im Maßstab 1:10 000 über eine Gesamtfläche von ca. 35 km² kartiert. Als Kartenunterlagen dienten dafür die amtlichen italienischen topographischen Blätter 1 : 10 000, Blatt 34, 48 und 63. Diese Kartierung ist im Anhang (Tafel I), die dazugehörigen Profile sind ebenfalls im Anhang (Tafel II) dargestellt.

2.2 Obere Tauernschieferhülle

Die Gesteine der Oberen Tauernschieferhülle des Penninikums des Tauernfensters bilden den nördlichen Rahmen des Kartiergebietes im Hangenden der Alten Gneise (Altkristallin), mit denen sie in tektonischem Kontakt stehen. Den überwiegenden Anteil nehmen Kalkglimmerschiefer und dunkle Phyllite ein, die oft intensiv deformiert sind. Infolge der starken Zerreibung der glimmerreichen Gesteine und der feinplattigen Deformationen im angrenzenden Alt-

kristallin ist ein scharfe Abgrenzung beider Einheiten manchmal nur schwer möglich. Dies ist auch nicht verwunderlich, da hier die Grenze zwischen der alpinen Ober- und Unterplatte verlaufen soll, d.h. die Subduktionssutur zwischen dem "Austro-alpinen Kontinent" im Süden und dem "Penninischen Ozean" im Norden.

SCHMIDEGG (1961), FRASL & FRANK (1966) und BAGGIO et al. (1969) geben eine rein lithologisch-stratigraphische Gliederung der Tauernschieferhülle.

Die Metamorphose der Gesteine erfolgte in diesem Bereich unter den Bedingungen der Grünschieferfazies vom Barrow-Typ (Quarz - Albit - Epidot - Almandin - Subfazies) (n. WINKLER, 1967). Einem späteren thermischen Ereignis sind vermutlich die Rekurrenzen in Plagioklasporphyroblasten zuzuschreiben, deren albitische Kerne von Oligoklassäumen umgeben werden. Jüngere Zerschuerungen, verbunden mit der Neuspaltung von Hellglimmern, Chlorit und etwas Biotit, scheinen mit der Veränderungen in den Ganggesteinen synchron zu sein (SCOLARI & ZIRPOLI, 1973; s.a. Kap.2.3.7).

2.3 Altkristallin

Die Zone der Alten Gneise ist im Gebiet des Rensen Massivs bis auf einen ca. 2 km schmalen Streifen zusammengedrängt, weitet sich aber nach W und E bald wieder aus. Der Gesteinsbestand entspricht weitgehend den bereits aus der Gegend von Mauls beschriebenen Metamorphiten (SCHINDLMAYR, 1968).

2.3.1 Paragneise

Mineralbestand aus 5 Modalanalysen ^{*)}: Plagioklas 23-39% (An-Gehalt 10-20%, 15-25%), Quarz 27-33%, Biotit 8-39%, Chlorit 0-4%, Kalifeldspat 0-2%, Muskowit 4-17%, Granat 0-3%. Akzessorien: Epidot, Klinozoisit, Apatit, Turmalin, Zirkon, Staurolith, Erz.

^{*)} Die modalen Integrationsanalysen wurden am SWIFT-Point-Counter mit je 1000 ausgezählten Punkten durchgeführt. Die Bestimmung des An-Gehaltes der Plagioklase erfolgte am ZEISS-Universaldrehtisch nach den Methoden von RITTMANN (1929) und BURRI et al. (1967).

Die Paragneise nördlich des Rensen Massivs weisen im Gegensatz zu denen südlich des Massivs ein steileres N-Fallen auf. Im Hinblick auf den nach N abtauchenden Rensengranit kann man daher den Komplex in einen nördlich hangenden und einen südlich liegenden Gneisrahmen mit unterschiedlichem Gesteinsbestand gliedern (NOLLAU, 1974). Während im N-Teil eine größere Beteiligung von Glimmerschiefern mit porphyroblastischen Granaten, von Orthogneiskörpern, Kalkmarmorlagen, Amphibolitbändern und Augengneisen vorliegt, treten im S-Teil mehr phyllitische und quarzitische Gneise auf, die Amphibolit-, Augengneis- und Orthogneisführung nimmt ab, Marmore sind keine mehr vorhanden. Den Hauptbestandteil des Altkristallins bilden jedoch Paragneise vom Typ der Biotit-Plagioklas-Gneise. Sie variieren in Zusammensetzung und Gefüge und zeigen Übergänge zu Glimmerschiefern und Biotitquarziten.

U.d.M. bilden die Glimmeranteile mit den Grundmasseplagioklasen (An 10-20) das lagige Parallelgefüge. Daneben ist eine blastische Plagioklaseneration (An 15-25) entwickelt, die Glimmer, Quarz, Granat, Apatit und Erz einschließt. Zwillingsbildung und Zonarbau sind selten. Der Granat, vornehmlich Almandin, erscheint in runden Kristalloblasten mit Einschlüssen von Quarz, Glimmer und Erz. Die Ränder sind meist einschlußfrei, was von FÖRSTER (1969) als Rekristallisation eines zerbrochenen Saumes gedeutet wird. Staurolith ist vor allem in glimmerreichen Lagen entwickelt, wird aber randlich in Muskowit und Chlorit umgewandelt.

Metamorph-mineralfaziell sind die Gesteine des Altkristallins in die Almandin-Amphibolitfazies einzuordnen. Dabei wurden maximal die Bedingungen der Staurolith - Almandin - Subfazies erreicht. Bei der polyphasen Metamorphose erfolgte eine Kristallisation unter Bildung von Biotit-, Granat- und Staurolith-Porphyroblasten und anschließend retrograde Prozesse mit Paragenesen der Grünschieferfazies (Quarz - Albit - Epidot - Biotit - Subfazies). SCOLARI & ZIRPLOI (1973) beschreiben sogar bis zu 7 metamorphe Ereignisse in diesem Bereich des Altkristallins mit einer entsprechenden Anzahl von Kristallisations- und Deformationsphasen. Zur alpidischen Metamorphose s.a. Kap.2.7.

2.3.2 Amphibolite

Mineralbestand aus 3 Modalanalysen: Quarz 18-25%, Hornblende 32-56%, Plagioklas 13-18% (An 10-20% und Albit), Chlorit 2-5%, Biotit 0-4%. Akzessorien: Klinozoisit, Epidot, Apatit, Erz.

In den Gneisen erscheinen geringmächtige, konkordante Lagen feinkörniger Amphibolite, die schiefrig bis dickbankig und massig entwickelt sind. Sie treten u.a. an der Plattspitze, am Ochsenprung und an der Gurnatschspitze auf. Nach ADAMI et al. (1964) sind mit Marmorlagen zusammenhängende Amphibolite westlich von Sterzing als Paragesteine zu deuten. Auch NOLLAU (1974) hält die Amphibolite auf Grund des Gesteinsverbandes zum großen Teil für Paragesteine.

U.d.M. bildet die gemeine grüne Hornblende (0.1-0.5 mm; x=blaß-gelb-gelblichgrün, y=grün-oliv, z=braungrün; $Z \wedge c$ 18-20°; $2V_x$ 70-82°) hypidiomorphe Kristalle und ist bis über 50% am Mineralbestand beteiligt. Sie bildet mit Chlorit ein nematoblastisches Parallelgefüge. Die Kornzwischenräume sind mit unverzweigtem, mikrolithenfreien Albit und Quarz gefüllt.

2.3.3 Marmore

Auffällig sind Marmorlagen, die nördlich des Rensen Massivs konkordant in den Gneisen liegen. Sie sind fein- bis mittelkristallin, zeigen eine grau-weiße Bänderung und können mit Amphibolitlinsen wechsellagern. Diese Marmore des Altkristallins setzen sich östlich zum Rieserferner und auch südwestlich, am Iffinger Massiv vorbei, bis zu den "Laaser Marmoren" des Martell Tales fort.

Im direkten Kontakt mit dem Rensen Pluton ist neben einer Kornvergrößerung die Bildung von Kalksilikatfelsen bei Neuerscheinen von Granat + Diopsid + Vesuvian + etwas Hornblende festzustellen (NOLLAU, 1974). Diese Kontaktmetamorphose bedeutet eine Zugehörigkeit der Mineralparagenese zur Hornblende-Hornfelsfazies (WINKLER, 1967, Tab.3). Damit ist ein Hinweis auf die am Kon-

takt herrschenden Temperaturverhältnisse gegeben. Bei Berücksichtigung der petrographischen und geologischen Fakten (Zonarbau der Plagioklase, Intrusionsniveau, Magmenvolumen, Kontaktweite) sind nach WINKLER (1967, Tab.4, Tab.5) Temperaturwerte von ca. 500 - < 550⁰ C am Kontakt zu erwarten (NOLLAU, 1974).

U.d.M. zeigt sich der Marmor als ein gut kristallisiertes Gestein mit Korngrößen bis max. 0.5 mm. Der Mineralbestand besteht bis zu 90% aus reinem Calcit. Ansonsten sind noch Quarz, Albit und Apatit sowie regellos verteilte Hellglimmerscheite vorhanden.

2.3.4 Augengneise

Die Augengneise bilden am Ochsenprung nördlich von Vals und nördlich der Gurnatschspitze geringmächtige dunkle Lagen in den Paragneisen. Die Feldspat-Augen, die aus Mikroklinkristallen bestehen, erreichen Durchmesser von 4 cm und werden von biotit- und muskowitreichem Grundgewebe umgeben. Dadurch erhält das Gestein ein schiefrig flasriges Gefüge.

Die Augengneise können im Streichen und senkrecht dazu in die sie umgebenden Paragneise übergehen. Dabei nimmt die Anzahl und Größe der Feldspatblasten ab. Auf Grund dieser Übergänge hält NOLLAU (1974) sie für Paragesteine. Die Augengneise sind mit denen zu vergleichen, die vom Raintal i. Taufers zum Passenock zwischen Pfunders und Lappach ziehen.

SANDER (1925), BIANCHI (1934) und DAL PIAZ (1934) deuteten diesen Augengneiszug als Einschaltung von Orthomaterial. AGTERBERG (1961) sieht ihn, in Verbindung mit dem Rieserferner, als anatektisches Vorläuferphänomen unterlagernder Tonalitmagmen. BORSI et al. (1973) halten eine Entstehung sowohl aus Ortho- als auch aus Paramaterial für möglich.

2.3.5 Orthogneise

Mineralbestand aus 3 Modalanalysen: Plagioklas 13-17%, Kalifeldspat 33-39%, Quarz 38-43%, Muskowit 3-7%, Akzessorien: Biotit,

Hornblende, Chlorit, Epidot, Apatit, Granat.

Granitische Orthogneise treten als massige Körper an der Kofelspitze und im hinteren östlichen Valser Tal konkordant zum Gneisgroßgefüge auf. Es sind mechanisch deformierte Gesteine vom Typ eines Hellglimmer-Normalgranits. Sie unterscheiden sich hinsichtlich des Stoffbestandes und des Gefüges deutlich vom Rensen Massiv. Es handelt sich um alte, synkinematische Einschaltungen, die zum Typ der Antholzer Orthogneise gehören. (TELLER, 1881; BIANCHI, 1934; DAL PIAZ, 1934; SASSI & ZANFERARI, 1972; NOLLAU, 1974), der weiter im Osten innerhalb des Altkristallins eine große Mächtigkeit erreicht.

Die Hauptgemengteile sind Quarz und Kalifeldspat (Orthoklas bzw. Mikroklinmikroperthit) in großen idiomorphen Kristallen. Der Plagioklasgehalt (An-Gehalt im Kern 20-30%, im Saum 10-20 %) weist vereinzelt Zonarbau und Mikrolitheneinschlüsse auf. An Glimmern ist fast nur Muskowit in z.T. großen Blättchen vorhanden, während der seltene, in kleinen Lamellen auftretende Biotit teilweise chloritisiert ist.

2.3.6 Aplitische und pegmatitische Orthogneisgänge

Diese Gänge stellen synkinematische, mehr oder weniger konkordante Durchtränkungen mit pegmatoidem Substrat dar. Sie gehören genetisch zu den o.g. Orthogneisen (HRADIL, 1912; BIANCHI, 1934; DAL PIAZ, 1934; BORSI et al., 1973; NOLLAU, 1974). Ihr Auftreten im Kartiergebiet ist relativ selten, auch gegen Osten sind sie, im Gegensatz zu den Orthogneisen, nicht sehr zahlreich. Sowohl ihre Mächtigkeit vom Zentimeter- bis Meterbereich als auch ihre Zusammensetzung variiert stark. Diese gleicht z.T. der o.g. Orthogneise, z.T. ist sie mehr pegmatitisch oder aplitisch. Sie sind mehr oder weniger stark verschiefert und fein bis grobkörnig. Der Quarz- und Kalifeldspatanteil ist ebenfalls sehr hoch, die Plagioklase sind von geringer Basizität. Von den jüngeren Ganggesteinen des Ochsenprunges bzw. dem direkten Ganggefolge

des Rensen Massivs sind sie durch ihre reiche Muskowitbeteiligung und vor allem durch ihre auffällige Turmalinführung (Varietät Schörl in Kristallen bis zu 5 cm) zu unterscheiden.

2.3.7 Gangfolge am Ochsenprung

Im oberen Valser Tal am Ochsenprung ist eine Folge von Ganggesteinen auf Grund einer neu ausgebauten Straße sehr gut aufgeschlossen. Diese Aplit- und Lamprophyrgänge durchschlagen z.T. diskordant die Gneise des austroalpinen Altkristallins wie auch die Bündnerschiefer der Oberen Schieferhülle des Tauernfensters (HRADIL, 1912; SCOLARI & ZIRPOLI, 1973; EXNER, 1976). Auf die ausführliche Arbeit von SCOLARI & ZIRPOLI (1972) sei speziell hingewiesen. Ähnliche Gänge sind auch weiter östlich zu finden (ZIRPOLI, 1968).

Eine direkte räumliche Verbindung zwischen den Gängen des Ochsenprunges und dem nahegelegenen Rensen Massiv konnte nicht festgestellt werden. Damit bot sich kein unmittelbarer Anhaltspunkt für ein junges Alter der Granitintrusion, auch wenn EXNER (1976, S.48,49) schreibt: "Daß es sich bei diesen Gängen um die Gangfolge der Intrusiva Rensenspitze-Rieserferner handelt, kann auf Grund der räumlichen Nähe zu diesen Intrusiva und auf Grund der Plagioklasvormacht in den sauren Gängen mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden."

In Kap.3.8. wird der Versuch unternommen, mit Hilfe geochemischer Werte und ihrer Korrelationen eine mögliche genetische Zusammengehörigkeit zu untersuchen.

Die Platznahme der Gänge hat zu einem Zeitpunkt stattgefunden, als der Kontakt zwischen Tauernschieferhülle und Altkristallin bereits bestanden hat, nachdem also die wesentlichen tektonischen und metamorphen Ereignisse abgeschlossen waren. Sie ist als mehrphasiger Prozeß zu erkennen, da die Spalten zu verschiedenen Zeiten in verschiedenen Zonen geöffnet haben. Die jünge-

ren, vornehmlich basischen Gänge streichen NNW und durchsetzen z.T. das ältere Gangsystem, das hauptsächlich aus Apliten zusammengesetzt ist. Sie sind schwach verschiefert und zeigen eine Epimetamorphose.

Die Temperaturen haben das p-t-Feld der Amphibolit- und Almandinfazies nicht erreicht (SCOLARI & ZIRPOLI, 1972, 1973). Die Metamorphose der Gänge ist der Grünschieferfazies (ca. 450° C) mit geringen Drucken (ca. 4 kb) zuzurechnen. Die Ganggesteine zeigen daher ein spät-alpidisches Ereignis an, das durch niedrige Drücke und Temperaturen gekennzeichnet war. Dabei handelt es sich wohl um eine postkinematische Phase der Tauernkristallisation (s.a. Kap.2.7).

Dies stimmt mit den Untersuchungen der alpidischen Metamorphose der Schieferhüllen und der Zentralgneis-Massen überein (KARL, 1960; HOERNES, 1973; HOERNES & FRIEDRICHSSEN, 1974; MORTEANI & RAASE, 1974). Danach fällt der Metamorphosegrad von den zentralen Zillertaler Alpen zum Rande des Tauernfensters hin deutlich ab ($^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$: 500° C) und zwar bis zur Grünschieferfazies.

2.4 Rensen Pluton

Das Rensen Massiv bildet innerhalb des austroalpinen Altkristallins einen über 1.5 km breiten und 6 km langen, E - W verlaufenden Pluton mit einem derzeitigen Oberflächenanschnitt von ca. 9 km². Seine bezeichnendsten Punkte sind die Rensenspitze (2471 m) westlich von Vals (östlich von Mauis) und das im N von Brixen liegende zweigipflige Gaisjoch (1641 m) über Meransen. Er ist dem größeren Massiv des Brixener Granits nur ca. 1.5 km nördlich vorgelagert.

Am N-Kontakt zu der Zone der Alten Gneise herrscht steiles Einfallen nach N (60 bis 90°) vor, am S-Rand ein flacheres (40 bis 60°) Einfallen in gleicher Richtung. An der E- und W-Seite greift der Pluton über den Gneisrahmen über, so daß das Bild einer lakkolithischen Intrusion entsteht.

Die Intrusion erfolgte im wesentlichen parallel zum Hauptflächengefüge der Alten Gneise. Das granitoide Magma benutzte bei seinem Aufstieg dieses lagige s-Flächengefüge als Bahnen bester Wegsamkeit (NOLLAU, 1974). Dabei sind Teile des Nebengesteins verdrängt und aufgezehrt worden, was zu lokaler Assimilation und zur Bildung von Schollenmigmatiten führte. Es sind also noch deutliche Anzeichen des primären Intrusivkontaktes vorhanden. Die Kontaktwirkungen sind aber infolge des geringen Volumens auf einen Bereich von wenigen Metern beschränkt und fehlen teilweise ganz.

Der Pluton ist seiner Erscheinung nach ein spät- bis postkinematischer Intrusivkörper, der allerdings eine teilweise postkristalline Zertrümmerung erkennen läßt. Diese ist vornehmlich kataklastisch und führte nur lokal zur Mylonitbildung. Diese Erscheinungen stehen wohl mit jüngeren Bewegungen an der P.L. in Zusammenhang.

Gesteinspartien mit unterschiedlicher Farbzahl lassen eine interne Differentiation erkennen. Der Hauptteil des Massivs hat granodioritische Zusammensetzung. Untergeordnet treten darin, vornehmlich am nördlichen Plutonrand, lagig verteilt hornblendereichere Tonalitzüge auf, die sog. "basischere Fazies". Anreicherungen von



Abb. 2: Kontaktbereich des Rensen Plutons. Aufblätterung der Gneistrennflächen und Bildung von melanosomen und leukosomen Bereichen bei Kornvergrößerung der Plagioklase. Lokalität nördl. der Gaisjochspitze am N-Rand des Plutons.



Abb. 3: Bruchstück aus dem Randbereich des Rensen Massivs. Der Paragneis liegt noch in seinem ursprünglichen Kontakt zum Granit. Kleine Paragneisreste schwimmen im Granit und zeichnen das ehemalige Parallelgefüge der Gneise nach. Lokalität S-Rand des Massivs in 2170 m Höhe nördl. der Schellenberger Alm.

Restiten und Ganggesteinen umreißen die Entwicklungsbreite des allgemein als einförmig betrachteten Plutons. Eine gesteinsystematische Einstufung des Rensen Plutons sowie der übrigen Intrusiva erfolgt in Kap.2.6 und 2.9.

2.4.1 Hauptfazies des Rensen Plutons

Mineralbestand aus 11 Modalanalysen: Plagioklas 38-57%, Quarz 25-35%, Biotit 10-17%, Kalifeldspat 3-8%, Epidotgruppe 1-5%, Akzessorien: Chlorit, Hornblende, Muskowit, Granat, Serizit, Apatit, Zirkon, Orthit, Titanit, Rutil, Erz.

Die Hauptfazies des Rensen Massivs ist ein helles, massiges, mittelkörniges Gestein mit vorherrschend unregelmäßigem Gefüge. Glasgrauer Quarz mit Korngrößen bis zu 6 mm verleiht dem Gestein durch seine Verwitterungsresistenz ein charakteristisch-rauhes Aussehen. Die reichliche Feldspatführung trägt zu der hellen Farbe bei. Biotite treten in z.T. idiomorphen Tafeln bis zu 6 mm auf.

U.d.M. sind 2 Plagioklasgenerationen vorhanden: Große hypidiomorphe Plagioklasidioblasten bis zu 6 mm und meist xenomorphe, kantengerundete Kristalle mit Größen zwischen 0.2 und 0.6 mm, die infolge ihrer Umschließung durch große Plagioklase als ältere Generation gelten können. Der Zonarbau ist vor allem bei den großen Kristallindividuen sehr gut ausgeprägt, Rekurrenzen sind z.T. vorhanden, ohne daß dabei eine Gesetzmäßigkeit hinsichtlich der Verteilung im Pluton festgestellt werden konnte. NOLLAU (1974) gibt als An-Gehalte für den Kern 45-60%, für die Hülle 20-35% und den Saum 12-14% an.

Die Kernbereiche sind durch die Plagioklashülle manchmal zu "Kerngerüsten" korrodiert, wie sie von BECKE (1892) und KARL (1959) für den Rieserferner Tonalit beschrieben wurden. Das Kerngerüst wird gelegentlich durch beginnende Mikrolithenbildung nachgezeichnet. Im ganzen gesehen ist Mikrolithenbildung jedoch relativ selten. Es sind dann feinschuppiger Serizit, Klinozoisit, Epidot und andere Sekundärminerale vorhanden. Nach BECKE (1892), KARL (1959) und

NOLLAU (1974) kann man ausgeprägten Zonarbau mit Rekurrenzen als Folgeerscheinung relativ schneller Abkühlung werten, was als Hinweis für Erstarrungsbedingungen in hohem Krustenniveau (Hochpluton) verstanden werden kann. Nach LEEDAL (1952) weisen Rekurrenzen auf wechselnde p-t-Bedingungen bzw. Aufstiegs- und Senkungsbewegungen einzelner Plagioklase innerhalb des Magmas hin.

Zwillingsbildung ist speziell bei den großen Plagioklasen fast immer vorhanden. Überwiegend ist die Verzwillingung nach dem Albit- und Periklin Gesetz, untergeordnet treten Parallelverwachsungen nach dem Karlsbader Gesetz oder Komplexverzwillingung auf.

Alkalifeldspäte sind nur in geringem Umfang vertreten. Es ist vor allem Mikroklin, Orthoklas ist sehr selten. Dabei handelt es sich um endoblastische Spätbildungen. Mikroklingitterung ist ebenso wie Mikroperthitbildung häufig entwickelt. Die Alkalifeldspäte weisen keinen Zonarbau auf, außerdem sind sekundäre Zersetzungs- und Füllungserscheinungen nicht vorhanden. Der Kalifeldspat ist gegenüber dem Plagioklas die jüngere Kristallisation, da er in den Zwickeln zwischen den Plagioklaskörnern wächst und z.T. das bestehende Korngefüge korrodiert.

Myrmekitbildungen, typisch für die Endphase der magmatischen Primärkristallisation, sind immer an den Kontakt Plagioklas-Alkalifeldspat gebunden. Nach BECKE (1908), AUGUSTITHIS (1962), DRESCHER-KADEN (1969) u.a. wird dabei der Plagioklas oder der Kalifeldspat als verdrängtes Material betrachtet. Da im vorliegenden Fall der Kalifeldspat als jüngere Bildung den Plagioklas korrodiert, handelt es sich um eine Verdrängung von Plagioklas.

Quarz liegt als gesteinsbestimmendes Mineral in verschiedenen Arten vor: Hypidiomorphe bis xenomorphe Großkristalle bis zu 6 mm, die der Hauptkristallisationsphase angehören. Diese können in mosaikartige Aggregate zerlegt sein. Ferner treten in Plagioklasen Verdrängungsquarze auf sowie Trümmerquarze und als jüngste Form der Quarz als Füllmaterial in Rupturen des Gesteinsverbandes.

Der häufigste dunkle Gemengteil ist Biotit. Nach Größe und Ausbildung sind zwei Arten zu beobachten: Weitaus am häufigsten ist Biotit I vertreten, der grobtafelige, hypidiomorphe Einzelkristalle bis zu 6 mm bildet. In kleinen Schüppchen umgibt Biotit II den o.g. oder er bildet ein Haufwerk von Quarz und Feldspatresten.

Sekundäre Mineralumwandlungen haben stattgefunden. So ist bereits makroskopisch lokal eine Vergrünung infolge Chloritisierung der Biotite zu beobachten. Mikroskopisch ist daher Chlorit entsprechend dem jeweiligen Umsetzungsgrad in unterschiedlichem Maß vorhanden. Die Chloritisierung kann bis zur völligen Ersetzung des Biotits unter vollendeter Formerhaltung des primären Minerals oder aber auch zum Zerfall führen.

Als Akzessorien treten neben den bereits erwähnten noch Hornblende, Granat (Almandin nach NOLLAU, 1974) in unterschiedlichem Maß und vor allem Apatit auf, außerdem Zirkon (s.Kap.2.12.1) und ein äußerst geringer Erzanteil.

2.4.2 Basischere Fazies des Rensen Plutons

Mineralbestand aus 6 Modalanalysen: Plagioklas 41-50%, Quarz 15-20%, Hornblende 13-28%, Biotit 7-17%, Epidotgruppe 1-4%, Chlorit 0-3%, Kalifeldspat 0-1%. Akzessorien: Muskowit, Serizit, Granat, Apatit, Zirkon, Titanit, Erz.

In untergeordnetem Maße treten an den N-Rändern des Plutons lagig verteilte, hornblendereichere Tonalitzüge auf. Sie erstrecken sich in der E - W-Richtung des Massivs mit unterschiedlicher Mächtigkeit, ihre Grenzen zur Normalfazies sind z.T. klar ausgeprägt, z.T. gehen sie fließend ineinander über. Die basischere Fazies ist ebenfalls ein massiges Gestein, jedoch ist bei dunkel-grünlicher Farbe im Vergleich zur Hauptfazies ein gewisser porphyrischer Habitus vorhanden. Dieser wird durch den größeren Anteil von z.T. großen, idiomorphen Hornblenden hervorgerufen, die gemeinsam mit Biotit und Plagioklas in der mittel- bis feinkörnigen Grundmasse verteilt sind.

Im Dünnschliff sind, ähnlich wie bei der Hauptfazies, die beiden Plagioklasgenerationen vorhanden, jedoch sind hier die An-Gehalte höher: Nach NOLLAU (1974) 45-50% gegenüber 30-35% in der Hauptfazies. Alkalifeldspat ist nur sehr selten vorhanden, Quarz tritt vornehmlich als Zwickelfüllung auf. Hornblende ist dagegen in größerem Maße beteiligt. Auf Grund der optischen Daten handelt es sich um gemeine Hornblende der Hastingsitreihe (NOLLAU, 1974). Sie sind vornehmlich in frischem und unzersetztem Zustand. Von den Akzessorien sei der Zirkon erwähnt, der als Ausscheidung der Frühkristallisation in fast allen später gebildeten Mineralen vorhanden ist (s.a.Kap.2.12.1).

2.5 Altenberg- und Winnetal Granodiorit

Mineralbestand aus 6 Modalanalysen: Plagioklas 47-55%, Kalifeldspat 4-14%, Quarz 14-28%, Biotit 8-16%, Hornblende 0-4%. Akzessorien: Chlorit, Muskowit, Granat, Serizit, Epidot, Apatit, Zirkon, Orthit, Titanit, Rutil, Erz.

Zwischen dem Rensen Pluton und dem Rieserferner Tonalit treten noch zwei kleine Intrusiva im Altkristallin auf:

Die Altenberg Masse östlich des Pfunderer Tales, unterhalb der Eidechsspitze und des Altenberg sowie die Winnetal Masse im Talende des Winnebachs nördlich von Terenten. Sie zeigen einen gleichartigen, magmatischen Gesteinscharakter, gleichen Strukturtyp und eine gemeinsame geologische Stellung innerhalb des Altkristallins. Ebenso groß wie ihre Beziehungen untereinander sind auch die zum Rensen Pluton. Es sei auch hier nochmals auf die ausführlichen Arbeiten von ZIRPOLI (1969) über den Altenberg und von NOLLAU (1974) über beide Vorkommen hingewiesen.

Es handelt sich, wie bei der Hauptfazies des Rensen Plutons um massig struierte helle Gesteine vom Typ eines Granodiorits. U.d. M. weisen sie z.T. einen etwas höheren Kalifeldspatgehalt auf, die Basizität der Plagioklase ist im Schnitt etwas geringer als beim Rensen (NOLLAU, 1974). Eine schwache kataklastische Defor-

mation hat das Gestein betroffen. Ansonsten sind die Ähnlichkeiten mit der Normalfazies des Rensen Granodiorits hinsichtlich Art, Ausbildung und Kristallisationsfolge der Gemengteile deutlich ausgeprägt.

2.6 Gesteinssystematische Einstufung der Intrusiva

Eine ausführliche Darstellung der gesteinsystematischen Einstufung an Hand der Modalwerte sowie weiterer Kriterien liegt bei NOLLAU (1974, S.21 ff., S.27 ff., S.81 ff.) für diese untersuchten Plutone sowie für einige weitere vor, wobei auch Literaturdaten miteinbezogen wurden.

Daher erfolgte hier vornehmlich die Verwendung des Klassifikationsdreieckes nach STRECKEISEN (1974), das im Vergleich zu dem von NOLLAU verwendeten (STRECKEISEN, 1966) etwas modifiziert wurde, sowie der Definitionen von BIANCHI et al. (1970). Eine Charakterisierung der Gesteine an Hand geochemischer Kriterien s. Kap.3.3.2.

Die Hauptfazies des Rensen Plutons fällt im A-P-Q Dreieck (Abb.4) in den Grenzbereich Granodiorit/Tonalit, während die basischere Fazies eindeutig den Tonaliten zuzuordnen ist. Die Altenberg Masse fällt ebenfalls in beide Bereiche, während die Winnetal Masse als Granodiorit zu bezeichnen ist. Dies trifft auch bei der Verwendung der Definitionen von BIANCHI et al. (1970, S.136) zu, die sie bei ihren petrographischen und geochemischen Untersuchungen des Adamello festlegten (s.Tab.1). Dies wird aus einem Vergleich mit Tab.1 ersichtlich, in der die Mittelwerte der Modalanalysen sowie die entsprechenden Parameter aufgeführt sind.

2.7. Altersbestimmungen und Metamorphosen

Nach SASSI (1972), BORSI et al. (1973), SASSI & ZIRPOLI (1973) und SASSI et al. (1974 a, b) kann man im Altkristallin südlich der Hohen Tauern auf Grund petrographischer und geochronologischer Hinweise zwischen einer "kaledonischen" und einer variszischen Metamorphose unterscheiden. Das Hauptargument dafür ist

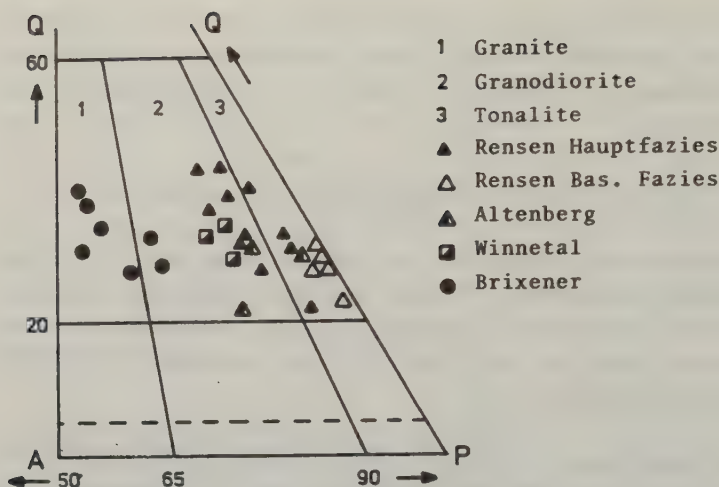


Abb. 4: A-P-Q Klassifikationsdreieck mit entsprechender Felderteilung nach STRECKEISEN (1974).

	Plg.	Kf.	Qz.	Bio.	Hbl.	M	$\frac{A}{(A+P)}$	$\frac{Hbl.}{(Hbl.+Bio.)}$
Rensen Hauptfaz.	47	5	28	14	-	17	10	-
Rensen Bas. Faz.	45	1	18	13	20	33	2	61
Altenberg	54	6	22	11	2	13	10	15
Winnetal	52	9	26	9	1	10	15	10
Brixener	35	24	31	8	-	8	41	-

Tab. 1: Durchschnittswerte der Modalanalysen für die untersuchten Intrusiva und Definition nach BIANCHI et al. (1970):

Tonalit: Hornblende-Biotit-Quarzdiorit mit niedrigem Kalifeldspatgehalt und strengem Zonarbau der Plagioklase, durchschnittliche Farbzahl ($M=27$), Verhältnis $Hbl./ (Hbl.+Bio.) = 20\%$ (variiert vornehmlich zwischen 30-45%).
Granodiorit: Biotitführend, mit oder ohne Hornblende, mit relativ hohem Kalifeldspatgehalt (ca. 10%), Feldspatverhältnis $A/(A+P) = 10\%$.

die Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone der Biotit-Plagioklas-Gneise des Altkristallins, die ein kaledonisches Alter von 497 ± 38 Mio. Jahren ergab (BORSI et al., 1973). Nach BORSI et al. (1973) wurden die etwas jüngeren Orthogneise vom Typ der Antholzer Gneise (Gesamtgesteinsalter 434 ± 4 Mio. J.) während des Oberen Ordovizium in den bereits metamorphen Rahmengesteinen gebildet und sind somit Ausdruck einer "kaledonischen Granitisation". Damit wären sie mit der Bildung granitisch-tonalitischer Magmen im Ordovizium der Ötztal-Masse zu vergleichen (SCHMIDT et al., 1967).

Nach SASSI et al. (1973) sind die Gefüge und der Mineralbestand der Paragneise vornehmlich noch die einer "kaledonischen", mittelgradigen Metamorphose vom Barrow-Typ. Die "kaledonischen" Biotite und Muskowite wurden durch eine variszische, niedergradige Niederdruck-Metamorphose verjüngt (BORSI et al., 1973: Rb/Sr-Glimmerabkühlungsalter von 308 bis 286 ± 8 Mio. Jahren).

Für die ebenfalls im Altkristallin steckenden Augengneise führen BORSI et al. (1973) als vorläufiges Ergebnis ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 395 Mio. Jahren an. Die Rb/Sr-Muskowit-Abkühlungsalter liegen zwischen 51 und 65 ± 9 Mio. Jahren, die für die Biotite zwischen 16 und 23 ± 8 Mio. Jahren. Diese Differenz wird mit unterschiedlich starker Beeinflussung bzw. verschiedenen Phasen der alpidischen Metamorphose auf die jeweiligen Glimmer erklärt.

Für die aplitischen und pegmatitischen Orthogneise geben BORSI et al. (1973) Rb/Sr-Muskowitabkühlungsalter zwischen 252 und 143 ± 12 Mio. Jahren an. Trotz dieser z.T. relativ niedrigen Alterswerte, die als Rejuvenationsalter gedeutet werden, halten sie sie der variszischen Metamorphose zugehörig.

Im Gegensatz zu diesen Autoren findet SATIR (1975, 1976) keinen geochronologischen Nachweis für eine kaledonische Metamorphose in diesem Gebiet. Auch HEINISCH & SCHMIDT (1976) kommen bei ihren petrographischen Untersuchungen im Gebiet des Thurntaler Komplexes zu diesem Ergebnis. SATIR (1975, S.57) zerlegt die o.g. kaledoni-

sche Paragneis- und Glimmerschiefer-Isochrone von BORSI et al. (1973) in zwei neue Isochronen. So erhält er Werte von 350 ± 70 Mio. und 370 ± 134 Mio. Jahren und damit eine intensive variszische Metamorphose, aber keine Hinweise für eine kaledonische.

Mit BORSI et al. (1973) stimmen die Werte SATIR's (1975) für die Orthogneise überein: Er deutet jedoch seine Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 439 ± 18 Mio. Jahren infolge der niedrigen initialen $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Isotopenverhältnisse als Platznahme dieser Gesteine, wobei ihre Schmelzbildung kaum älter als 450 Mio. Jahre sein kann. Die Rb/Sr-Glimmerabkühlungsalter von 299 ± 12 Mio. J. weisen darauf hin, daß die Temperatur die Grenze der Amphibolitfazies während der variszischen Metamorphose erreicht hat (SATIR, 1975).

Für das Rensen Massiv liegen bisher keine radiometrischen Gesamtgesteinsbestimmungen vor, auch wenn FÖRSTER (1969, S.57) und BORSI et al. (1973, S.560) sie angekündigt haben. Zu diesem Zweck durchgeführte Untersuchungen der Rb- und Sr-Daten weisen auf $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ -Verhältnisse hin, die maximal 1 betragen. Mit diesen niedrigen Werten konnten aber keine Gesamtgesteinsbestimmungen durchgeführt werden.

Da beim Rensenmassiv Kontakte mit stratigraphisch gesicherten Rahmengesteinen fehlen, ist man für eine Altersbestimmung auf Vergleiche mit anderen Intrusionen und auf regionaltektonische Rückschlüsse angewiesen. Eine ausführliche Übersicht zu dieser Problematik gibt NOLLAU (1974, S.82 ff.).

Für die im Altkristallin steckenden Intrusiva liegen von BORSI et al. (1973) einige Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter vor: Für den Rensen 17 ± 4 Mio. Jahre, für den Altenberg 24 ± 3 Mio. Jahre und für den Rieserferner 27 ± 3 Mio. Jahre. Diese Angaben liefern jedoch keine Information über das Alter der Intrusionen. Die Mineralalter können entweder auf die Kristallisation der Schmelze oder auf ein späteres thermisches Ereignis, wie z.B. die alpidische Metamorphose, zurückgeführt werden.

Von BORSI et al. (1977) liegt jetzt für den Rieserferner ein Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter von 30 ± 3 Mio. Jahren vor.

Der Einfluß der alpidischen Metamorphose ("Tauernkristallisation" nach SANDER, 1912, S.286) im austroalpinen Altkristallin südlich des Tauernfensters ist umstritten:

SCHINDLMAYR (1968, S.80), FÖRSTER (1969, S.166) und NOLLAU (1974, S.69 ff) finden bei ihren petrographisch-tektonischen Untersuchungen keine Hinweise, die notwendig auf die Tauernkristallisation bezogen werden müßten.

Dagegen sprechen ZIRPOLI (1968), SCOLARI & ZIRPOLI (1972), BORSI et al. (1973, 1977) von einer alpidischen Metamorphose in diesem Bereich, die zu einer Phyllonitisierung entlang steilstehender alpidischer Störungen, zur Epimetamorphose der postkinematischen Ganggesteine und vor allem zu lokalen Verjüngungen geführt haben. SCOLARI & ZIRPOLI (1973) haben ebenfalls versucht, ihren Anteil abzuschätzen, was aber nicht überzeugend gelungen ist. Sie vermuten insgesamt bis zu 7 metamorphe Ereignisse mit einer entsprechenden Anzahl von Kristallisations- und Deformationsphasen.

BORSI et al. (1973, 1977) zeigen, daß die Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter innerhalb des Altkristallins nördlich der Störungslinie, die vom Defregger Tal über Antholz in das Valser Tal ("DAV" - Störung; s.a. Abb.1) verläuft, Werte um 30 Mio. Jahre aufweisen. Südlich dieser DAV-Störungslinie, aber noch nördlich der P.L. im Altkristallin, liegen dagegen die Biotit-Abkühlungsalter um 300 Mio. Jahre. Die DAV-Linie ist also in diesem Bereich von größerer Bedeutung als die P.L.. Bereits DAL PIAZ (1934) hat auf diese Nebenstörung der P.L. und ihren Einfluß für die Petrographie und Tektonik der Zone der Alten Gneise aufmerksam gemacht.

Die von SASSI & ZIRPOLI (1973) entlang dieser Linie erwähnten Glaukophan-Vorkommen wurden von BORSI et al. (1977) als Li-Amphibol Holmquistit korrigiert (s.a. ANGENHEISTER et al., 1975, S.82).

SATIR (1975) errechnet für einen Muskowit aus dem Paragneis des Altkristallins nördlich von Vals ein K/Ar-Alter von 34 ± 2 Mio. Jahren. Dieser Wert entspricht dem Zeitraum, den man in den Hohen Tauern als Bildungszeit der Hellglimmer bzw. Höhepunkt der Metamorphose interpretiert (SATIR, 1975). Die Zeitspanne der jungalpidischen Metamorphose wird im Tauernfenster mit Rb/Sr- und K/Ar-Hellglimmeraltern von 35–25 Mio. Jahren datiert, wobei die Biotit-Abkühlungsalter zwischen 18 und 12 Mio. Jahren das Ende der Tauernmetamorphose kennzeichnen (s.a. LAMBERT, 1964; OXBURGH et al., 1966; BAUMANN, 1967; BESANG et al., 1968; JÄGER et al., 1969; FREY et al., 1974; SATIR, 1974; ANGENHEISTER et al., 1975).

Bei einem Nachweis der alpidischen Metamorphose im Rensen Pluton wäre ein möglicher Hinweis auf seine zeitliche Einstufung gegeben.

Die Schwierigkeit bei der Erkennung regionalmetamorpher Einflüsse auf den Rensen Pluton liegt in der Ähnlichkeit der Mineralumsetzungen bei der Autometamorphose und der Tauernmetamorphose. Die Mineralparagenesen einer sekundären Kristallisation des Rensen Massivs (Umsetzungen und Neubildungen von Chlorit, Klinozoisit, Epidot, Serizit, Quarz, Karbonat, Erze an den Mafiten) können mit denen der Tauernkristallisation der Tonalite des Zillertaler Zentralgneiskernes verglichen werden (KARL, 1959), aber auch mit denen der Autometamorphose periadriatischer Intrusiva südlich der P.L.. Diese Plutone (Cima d'Asta, Adamello) wurden jedoch sicher nicht von der alpidischen Metamorphose betroffen (BIANCHI, 1934; ZANETTIN, 1956; MORTEANI, 1966).

Dagegen sind jedoch Plagioklase mit starker Mikrolithenfülle im Rensen Pluton nur in geringem Maße zu finden. Eine gleich- oder gesetzmäßige Verteilung auf basischere Fazies - Hauptfazies bzw. auf randnahe, nördliche Plutonbereiche - Plutonkern ist dabei nicht festzustellen (zur möglichen Bedeutung dieser Verteilung s. Kap. 2.12). Die Bildung dieser typischen Mikrolithenfülle wird aber von CHRISTA (1931), KARL (1959), KARL & MORTEANI (1960), PROSSER (1975) u.a. auf die retrograd-

metamorphe Oberprägung der Zentragneisgesteine durch die alpidische Metamorphose zurückgeführt.

Bei einer regional und thermisch so wirksamen Metamorphose wie der Tauernkristallisation wäre aber ein stärkeres und gleichmäßigeres Auftreten der mikrolithenreichen Plagioklase zu erwarten. Dabei ist auch die geringe Entfernung des Rensen Massivs von der Oberen Tauernschieferhülle zu berücksichtigen, die nur ca. 600 m beträgt. Ähnlich verhält es sich mit den übrigen sekundären Mineralumsetzungen. So tritt z.B. Chloritisierung hinsichtlich ihrer Art und ihres Ausmaßes in sehr unterschiedlicher Verteilung auf.

Insgesamt läßt sich sagen, daß im Rensenmassiv keine Hinweise auf sekundäre Mineralparagenesen gefunden wurden, die notwendig auf den Einfluß der Tauernkristallisation zurückgeführt werden müßten.

2.8 Tonalitgneis-Zone

Die Tonalitgneis-Zone, auch Randtonalit-Zone genannt, womit bereits ihre randliche Lage zum Ausdruck kommt, zieht sich mit Unterbrechungen vom NW-Rand des Brixener Massivs über die NW-Seite des Iffinger Plutons bis zum Kreuzberg Granit hin (TELLER, 1881; BECKE, 1903; PETRASCHECK, 1905; SANDER, 1906, 1929; ZIRPOLI in: BAGGIO et al., 1969; NOLLAU, 1974; EXNER, 1976).

Im Kartiergebiet ist sie nur in einem kleinen Vorkommen westlich des Valser Joches erfaßt.

Die Tonalitgneis-Zone folgt der P.L. und ist auf Grund wiederholter lateraler und vertikaler Bewegungen an dieser Störungsfläche entsprechend stark deformiert. Der Tonalitgneis mit z.T. flächigem Parallelgefüge weist intensive postkristalline Deformation (Kataklasite, Mylonite) auf. So führte bereits BECKE (1903) die Schieferung der Tonalitgneise auf eine Dynamometamorphose im Gegensatz zu der Rekristallisation der Tonalitgnei-

se im Tauernfenster zurück.

Die Beziehung der Tonalitgneis-Zone zum Brixener und den übrigen Plutonen wird unterschiedlich interpretiert:

Da diese Zone z.T. von den Paragneisen des Altkristallins umgeben wird, hält SANDER (1906, 1929) sie nicht für eine basische Randfazies der benachbarten Plutone, sondern für einen selbständigen basischen Vorläufermagmatit. Auch EXNER (1976, S.50) glaubt "..., daß hier ein selbständiger Pluton vorlag, dessen Amplatzstellung sich bereits vor der Intrusion des Brixner Granodiorits vollzog."

Dagegen schreiben italienische Autoren in den Legenden ihrer geologischen Karten nur von randlichen Erscheinungen. MORGANTE et al. (1965), ONOFRI (1967): "Differenziazione marginale con struttura generalmente cataclastica e tessitura orientata, costituita per lo più da diorite quarzifera talore passante a granodiorite." Fgl.1 Passo del Brennero Fgl.4 Bressanone (1969): "Tonaliti e dioriti quarzifera e tessitura orientata (litotipi marginali)."

SCHINDLMAYR (1968) hält die Tonalitgneis-Zone für eine alpidische Bildung. BORSI et al. (1972) erhielten für sie K/Ar- und Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter von 41 bis 31 $\pm$ 10 Mio. Jahre. Sie deuten dies als Scheinalter und zwar als Rejuvenation längs der P.L.. D'AMICO (1974) hält dagegen dieses alpidische Alter für das wahrscheinlich echte Alter der Tonalitgneis-Zone, da er sich eine vollständige Verjüngung sowie eine Neuspaltung der Biotite in einer derart stark deformierten Umgebung nur schwer vorstellen kann.

2.9 Brixener Pluton

Der Pluton nördlich von Brixen hat eine E - W-Ausdehnung bis zu 30 km und eine maximale Breite von 10 km. Er erstreckt sich von Kiens im Pustertal nach W bis ins Pensertal, wo er sich in südwestlicher Richtung ins Iffinger Massiv fortsetzt.

Im Vergleich mit den o.g. Intrusiva stellt der Brixener Granit einen wesentlich größeren Magmenkomplex dar. Außerdem intrudierte er, offenbar im Gegensatz zu ihnen, in alte tektonische Schwächezonen, nämlich in die Judikarien-Pustertal-Linie (SCHMIDEGG, 1936; SCHWINNER, 1947; BÜGEL, 1976), Teile der P.L., und trennt heute das austroalpine Altkristallin vom Brixener Quarzphyllit. Der N- und NW-Rand wurde von Bewegungen an der P.L. stark betroffen, so daß heute tektonischer Kontakt vorliegt. Zonenweise ist der Granit postkristallin deformiert und entsprechend kataklastisch entwickelt. Z.T. treten Mylonite und steile tektonische Anpressung an die altkristallinen Gneise und die Tonalitgneis-Zone auf (EXNER, 1976). Die S-Grenze ist dagegen diskordant-intrusiv erhalten geblieben. Teilweise ist die primäre Intrusionszone mit Migmatitbildung vorhanden, die zur Bildung von Andalusit, Cordierit, Korund und Sillimanit führte (MORGANTE, 1974; EXNER, 1976).

Untergeordnet treten Gabbro- und Dioritvorkommen auf (s. folgendes Kap.). Ein reichliches Ganggefölge von Granitporphyren, Apliten, Lamprophyren und Pegmatiten ist vorhanden.

Das Gesamtgesteinsalter beträgt 281 ± 6 Mio. Jahre, die Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter betragen $286 - 273 \pm 24$ Mio. Jahre (BORSI et al., 1972). Es liegt also ein spätvariszisches Erstarrungsalter vor.

Mineralbestand aus 7 Modalanalysen: Plagioklas 28-43%, Kalifeldspat 20-27%, Quarz 25-37%, Biotit 6-16%, Chlorit 0-12%. Akzessorien: Hornblende, Klinozoisit, Epidot, Muskowit, Serizit, Zirkon, Orthit, Apatit, Titanit, Monazit, Erz.

Bei der gesteinsystematischen Einstufung des Brixener Plutons im A - P - Q-Dreieck (Abb.4, s.a. Tab.1) fällt er in den Grenzbereich Granit/Granodiorit, allerdings mit einer Tendenz zum Granit. Auch bei der Verwendung der geochemischen Daten bestätigt sich dieses Bild (s. Kap.3.3.2). Daher wird das Brixener Massiv im folgenden als "Granit" bezeichnet, auch wenn Granodiorite an seinem Aufbau beteiligt sind. Um Wiederholungen bei der mikroskopischen Beschreibung zu vermeiden, wird sie für den

Brixener Pluton nur beim Vergleich mit dem Rensen Massiv in Kap. 2.12 gebracht. Dabei ist im wesentlichen auch der Iffinger und der Kreuzberg miteinbezogen.

2.9.1 Gabbro

Knapp westlich des Valser Joches (1926 m, westlich von Vals) ist ein Gabbro - Vorkommen von geringem Ausmaß aufgeschlossen, das von hellen Anorthositgängen durchzogen wird. Es wird nördlich vom Tonalitgneis begrenzt und schließt im S an den Brixener Granit an. Nach ONOFRI (1967) stellt es einen basischen Vorläufer des Brixener Granits dar.

Ähnliche Vorkommen, die in gleicher Weise gedeutet werden, beschreiben SANDER (1925) und LENARDON (1962) am Dosso Lives am S-Rand des Massivs südwestlich von Franzensfeste sowie SANDER (1925) und CARULLI & LENARDON (1969) in den Dioriten (Lüsen, Klausen) innerhalb des Brixener Quarzphyllits. Nach EXNER (1972, 1976) erinnern diese Gabbro- und auch Dioritvorkommen an die entsprechenden basischen Differentiate im Karawanken Pluton.

2.10 Iffinger Massiv

Auf der inneren Seite der NE-streichenden Judikarien-Linie liegt der ca. 20 km lange und maximal 3 km breite Iffinger Pluton. Er ist bei Pens mit dem Brixener verbunden und wird im NW von der Tonalitgneis-Zone begrenzt. Neben einer Tektonisierung in diesem Bereich ist aber auch noch stellenweiser primärer Intrusionskontakt mit den austroalpinen Glimmerschiefern, Kalkmarmoren und Paragneisen vorhanden (EXNER, 1976, S.53). Primärkontakt ist auch auf der südwestlichen Seite mit dem Brixener Quarzphyllit vorhanden. Zur Problematik des Verlaufs der Judikarien-Linie sowie der südlichen Parallelstörung, der Naif-Linie, s. BÜGEL (1975, S.167,168) und EXNER (1976, S.53).

BORSI et al. (1972) geben ein Gesamtgesteinsalter von 291 ± 2 Mio. Jahren und ein Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter von 258 bis 182 ± 11 Mio. Jahren an.

Die Iffinger Masse setzt sich aus Granodioriten und Graniten neben älteren Gabbro- und Dioritdifferentiäten sowie dem entsprechenden Gangfolge zusammen.

2.11 Kreuzberg Massiv

Südwestlich von Meran am Ausgang des Ultentales liegt die relativ kleine Kreuzberg Masse. Auch hier ist die Tonalitgneis-Zone auf der W-Seite vorhanden. Im W wird das Massiv von der Judikarien Linie, im E von der Völlaner Störung, der südlichen Verlängerung der Naif Störung, begrenzt. Intrusionskontakte sind auf beiden Seiten vorhanden. Das Hauptgestein des Kreuzberg ist ein mittel- bis grobkörniger Granodiorit, in dem untergeordnet Granit sowie dioritische Schollen auftreten.

BORSI et al. (1972) erhielten ein Gesamtgesteinsalter von 275 ± 4 Mio. Jahren und ein Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter von 282 bis 257 ± 10 Mio. Jahren.

2.12 Petrographischer Vergleich Rensen Massiv - Brixener Pluton

Makroskopisch weisen die beiden Intrusiva in ihrem Hauptgestein eine große Übereinstimmung auf. Die basischere Fazies des Rensen Massivs kann mit der Tonalitgneis-Zone des Brixener Granits verglichen werden, die jedoch zeitlich vom Brixener Massiv zu trennen ist (s. Kap.2.8). Die Platznahme des Tonalitgneises und sein Deformationsverlauf ist jedoch von der basischeren Fazies klar zu unterscheiden. Ansonsten sind im Brixener Massiv basischere Partien kaum in größerem Umfang vorhanden.

Mikroskopisch ist im Brixener Granit vor allem ein höherer Kalifeldspatanteil vorhanden. Es sind vornehmlich große, xenomorphe Orthoklase, die mit feinen perthitischen Spindeln durchwachsen sein können. Gegen Plagioklas sind myrmekitische Reaktionszonen entwickelt. Infolge des unterschiedlichen Kalifeldspatgehaltes ist daher auch bei der gesteinsystematischen Einstufung eine gewisse Unterscheidung möglich (s. Abb.4). Die

großen hypidiomorphen Plagioklase (bis zu 8 mm) weisen z.T. einen deutlichen Zonarbau mit Unterteilung in Kern und Saum auf. Der An-Gehalt beträgt zwischen 30 und 40%, in zonar stärker ausgebildeten Plagioklassen zwischen 25 und 45%.

Im Gegensatz zum Rensen Massiv ist in den Plagioklassen des Brixener Plutons z.T. eine deutliche Mikrolithenfüllung vorhanden. Dabei handelt es sich um Serizit, der zu einem dichten, filzartigen Gewebe werden kann, sowie Klinozoisit, Epidot und Quarz. In den basischeren Kernen beginnend, füllen sie den Plagioklas oft bis zur Randzone. Dabei bilden sie den ehemaligen Zonarbau nach. Während im Rensen Massiv eine gesetzmäßige Verteilung der Mikrolithen, soweit vorhanden, auf Haupt- oder basischere Fazies nicht festzustellen ist, ist dies beim Brixener Pluton der Fall. Die stärkste Mikrolithenfülle tritt in den mehr sauren Gesteinstypen auf, während sie in den basischeren Bereichen am schwächsten ist. Dies gilt als ein Hinweis dafür, daß die Mikrolithenbildung in diesem Fall Ausdruck einer magmatischen Restkristallisation ist (KARL, 1959). Sie ist also endometasomatisch (ERDMANNSDÖRFFER, 1945) und nicht etwa die Folge einer alpidischen Metamorphose.

Postkristalline Deformationen haben besonders den nördlichen Teil des Brixener Massivs betroffen, der unmittelbar von der P.L. begrenzt wird. Aber auch das Rensen Massiv zeigt eine ähnliche tektonische Beanspruchung. Diese dürften auf jüngere Bewegungen an der P.L. zurückzuführen sein.

Es sei auch auf die ausführlichen Arbeiten von KARL (1959, 1964) verwiesen. Darin vergleicht er einige periadriatische Intrusiva (Rieserferner, Kreuzberg, Adamello) mit den Tonalitgraniten der Hohen Tauern. Die Schwierigkeit, mit Hilfe detaillierter petrographischer Vergleiche auf gemeinsame oder unterschiedliche Alter zu schließen, haben inzwischen die radio-metrischen Altersbestimmungen dieser Gesteine aufgezeigt. Im folgenden Kap. soll versucht werden, an Hand der Verteilung radiogener Höfe Hinweise auf Altersbeziehungen zu erhalten.

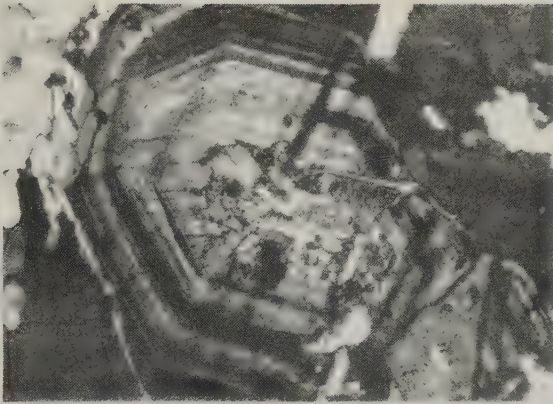


Abb. 5: Normal zonierter Plagioklas der Hauptfazies des Rensen Massivs. An-Gehalt Hülle 25-35%, Kern 40-50%, Vergrößerung 30-fach, gekr. Nicols, Lokalität östl. Gaisjochspitze.

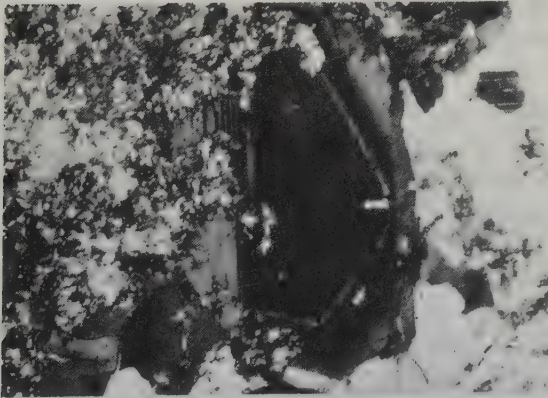


Abb. 6: Plagioklas des Brixener Granits mit deutlichem Zonarbau neben serizitisiertem Kalifeldspat. An-Gehalt Hülle 5-11%, Kern 25-35%. Vergrößerung 30-fach, gekr. Nicols, Lokalität nördl. Ortsausgang Franzensfeste.

2.12.1 Radiogene Höfe

Zahlreiche Autoren (MÜGGE, 1907; HENDERSON, 1934, 1939; HAYASE, 1954; DEUTSCH et al., 1955; CHESSEX, 1962, 1964) haben radiogene Höfe untersucht und sie zur Altersbestimmung herangezogen. Einen kritischen Überblick zu dieser Problematik gibt RAMDOHR (1960). So ist die Intensität der Höfe abhängig von der Bestrahlungsdauer, der Empfindlichkeit des Wirtsminerals, der Konzentration und Form des strahlenden Minerals sowie anderer Faktoren.

MÜGGE (1909) fand für den alpidischen Adamello bei 102 Zirkoneinschlüssen im Biotit 22 sehr schwach ausgebildete Höfe.

MERLIN et al. (1955, 1957) untersuchten die Radioaktivität des Adamello. Ähnlich wie bei anderen Graniten zeigt sich, daß mehr als 95% der Strahlungsintensität auf die Akzessorien entfallen, obwohl diese nur mit 0.1 Vol.% am Gesteinsaufbau beteiligt sind. Radiogene Höfe sind vorhanden, doch ist deren Anzahl und Größe beschränkt. Es wurden jedoch einige sehr aktive, opake Einschlüsse mit großen Höfen gefunden, deren Uran- und Thoriumgehalt 10% übersteigt. Ihre genaue Bestimmung ist nicht möglich, aber es wird Uraninit oder Torbernit vermutet.

Nach TRÖGER (1969) werden die von Zirkonen erzeugten radiogenen Höfe infolge der geringen Gehalte an radioaktiven Elementen meist erst in prätertiären Gesteinen sichtbar. Höfe in jüngeren Gesteinen müssen wahrscheinlich auf einen Kern aus Thorit oder Uraninit bezogen werden.

Bei der Beurteilung der Menge radioaktiver Substanzen in Gesteinen auf Grund der Hofbildung ist man im Regelfall auf hofabbildende Minerale angewiesen, wie z.B. Biotit, Chlorit oder Hornblende. Daher könnte man bei geringem Anteil dieser Minerale auf entsprechend niedrige Mengen oder das Fehlen radioaktiver Substanz schließen. Untersuchungen von STARK (1936) haben aber gezeigt, daß z.B. Diorite, die einen relativ hohen Prozentsatz an Biotit und Hornblende aufweisen, eine geringere Anzahl an radiogenen Höfen besitzen als Granite, deren Flächenanteil an hofabbildenden Mineralen niedriger liegt.

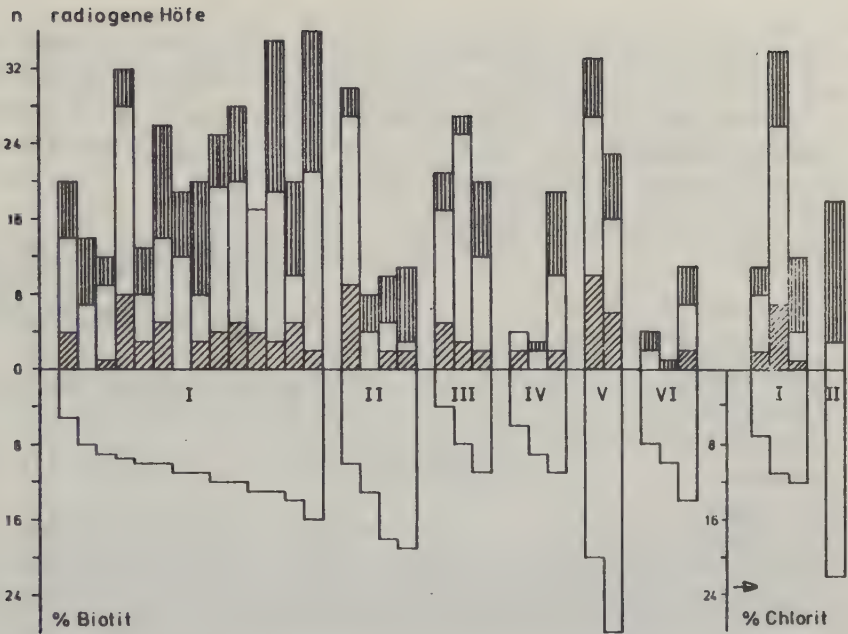


Abb. 8: Verteilung der radiogenen Höfe in den Dünnschliffen.

n = Anzahl der radiogenen Höfe pro Schliff, 1 "Säule" pro Schliff, unterteilt in einzelne Größenbereiche:

▨ Höfe $< 10\mu$, □ Höfe $10-20\mu$, ▩ Höfe $> 20\mu$.

%Biotit, Chlorit: Vol.% der Modalanalysen. I=Brixener, II=Iffinger, III=Kreuzberg, IV=Rieserferner, V=Altkristallin Paragneise, VI=Rensen.

Die Erfassung der Anzahl der radiogenen Höfe in den Dünnschliffen erfolgte nach der DELESS'schen Methode. Dabei wird der Vol.-%-Gehalt der Modalanalysen der hofabbildenden Minerale zur Anzahl der radiogenen Höfe in Beziehung gesetzt. Dies vermittelt ein Bild der Menge der radiogenen Höfe. Um darüber hinaus die Größenverhältnisse der einzelnen Höfe erfassen zu können, erfolgte noch eine Unterteilung in drei Bereiche. Dabei wurde vom Rand des strahlenden Minerals bis zum Rand des radiogenen Hofes gemessen, um nicht die unterschiedliche Größe des Einschlusses mit in die Messung eingehen zu lassen. Würde man einen Faktor aus Größe des Hofes zu der Größe des strahlenden Minerals bilden, könnte

man nichts über die absolute Größe der Höfe aussagen. Daher wurde von dieser Möglichkeit der Darstellung abgesehen. Eine Aufstellung des verwendeten Dünnschliffmaterials gibt Abb. 7. Das Ergebnis dieser Untersuchungen über die Verteilung der radiogenen Höfe in den einzelnen Gesteinen zeigt Abb. 8.

Gruppe:	I	II
Brixener	23	17
Iffinger	14	5
Kreuzberg	4	3
Rieserferner	4	3
Altkristallin	4	2
Rensen	35	3
Altenberg	3	1
Winnetal	3	1

I: Anzahl der untersuchten Dünnschliffe einschließlich basischer Varietäten und Schlieren bei ausreichendem Biotitgehalt.

II: Anzahl der Dünnschliffe mit radiogenen Höfen.

Abb. 7 : Übersicht der bearbeiteten Dünnschliffe.

Brixener, Iffinger, Kreuzberg und Altkristallin:

Als Trägermaterial tritt in den meisten Fällen Biotit auf, der allerdings häufig chloritisiert ist, wobei die Chloritisierung längs der Spaltrisse keil- oder tafelförmig in den Biotit hineinreicht, sowie Chlorit. In Hornblenden sind radiogene Höfe nicht vertreten. Die hoferzeugenden Einschlüsse sind in der Regel Zirkone, aber auch Monazit, Orthit und Titanit wurden beobachtet. Oft ist der Einschluß wegen seiner Kleinheit nicht sicher zu bestimmen oder es handelt sich um körnelige, schwach bräunliche Individuen geringer Größe, die vermutlich infolge der Zerfallstendenz des Th-Inhalts entstanden sind. SCHWANDER & WENK (1965) schreiben, daß zumindest in alpinen Gneisen Monazit und nicht Zirkon die wesentliche Ursache radiogener Höfe ist.

Wie aus Abb. 8 hervorgeht, sind im selben Dünnschliff meistens alle Größenbereiche radiogener Höfe vorhanden. Dieses Auftreten geht sogar bis in die einzelnen Biotitplättchen. Im selben Dünnschliff

schliff können die Höfe auch ein sehr unterschiedliches Aussehen aufweisen: Oft erscheinen die Höfe gerundet, allerdings sind solche mit unterschiedlich stark getönten Ringen sehr selten. Häufig werden die Kristallumrisse der eingeschlossenen Minerale durch den Hof nachgezeichnet, was besonders bei idiomorphen Zirkonen der Fall ist. Ferner dringt die Dunkelfärbung der Höfe in Biotiten längs der Spaltrisse wesentlich weiter vor, als dies im konsistenten Biotit möglich wäre.

In Übereinstimmung mit STARK (1936, s.O.) wird aus Abb.8 ersichtlich, daß mit steigendem Biotit- oder Chloritgehalt keine Zunahme der radiogenen Höfe verbunden sein muß. Es ist also keine direkte Abhängigkeit für das Auftreten der Höfe vom Anteil mafischer Minerale festzustellen.

Das gleichzeitige Auftreten von nahe beieinander gelegenen Höfen, die trotz ungefähr gleich großer Einschlüsse unterschiedliche Größen, Entwicklungsstadien und Ausbildungsformen zeigen, macht die Schwierigkeiten einer Altersbestimmung deutlich.

Bei allen untersuchten basischen Varietäten, Schlieren und Putzen wurden keine radiogenen Höfe gefunden. Diese Beobachtung deckt sich mit Untersuchungen von STARK (1936). Entsprechend gibt auch FAUL (1954) an, daß Gesteine mit höherer Basizität eine allgemein schwache Radioaktivität aufweisen, sowie KOPF (1966), daß bei größerer Farbzahl die Radioaktivität geringer ist.

Rensen, Winnetal, Altenberg und Rieserferner:

NOLLAU (1974, S.17,20) schreibt über das Rensen Massiv, daß "pleochroitische Strahlungshöfe um die Zirkone so gut wie nicht entwickelt sind" und "das Fehlen von pleochroitischen Höfen um die eingeschlossenen Zirkone im Wirtsmineral Biotit sei nochmals bemerkt".

In 3 Schliffen des Rensen Massiv wurden jedoch radiogene Höfe gefunden, die allerdings in der Mehrzahl der Fälle schwach ausge-

bildet sind. Für 2 Höfe wurden jedoch Werte von ca. 30μ gemessen. Dabei ist bemerkenswert, daß bei einem Hof das strahlende Mineral opak ist und möglicherweise Uraninit ist (s.a. MERLIN et al., 1957, Fig. 4a), also eine sehr hohe α -Strahlung aufweist. Bei dem anderen handelt es sich um Fluorit. Bei 2 Schriffen des Altenberg und Winnetal sind einige sehr schwach ausgebildete Höfe vorhanden.

Insgesamt gesehen ist die Anzahl radiogener Höfe der untersuchten Intrusiva im Altkristallin trotz einer großen Dünnschliffzahl (Abb. 7) sehr gering und steht in deutlichem Gegensatz zu den Werten des Brixener, Iffinger und Kreuzberg. Dies dürfte darauf zurückzuführen sein, daß der Wirkungszeitraum für die Zirkone niedrig war und die Gehalte der radioaktiven Elemente Uran und Thorium in den hoferzeugenden Mineralien gering sind.

Auch bei einer Berücksichtigung der o.g. Punkte, die eine Altersbestimmung mit Hilfe radiogener Höfe erschweren, läßt sich zusammenfassend sagen: Die Verteilung der radiogenen Höfe weist, im Vergleich mit den variszischen Intrusiva (Brixener, Iffinger, Kreuzberg), bei den im Altkristallin auftretenden Plutonen (Rensen, Altenberg, Winnetal, Rieserferner) auf ein deutlich jüngeres Alter hin.

2.13 Zusammenfassung der petrographischen Ergebnisse

- A) Es besteht keine direkte räumlich Verbindung zwischen den jungen, postkinematischen Ganggesteinen am Ochsenprung im oberen Valser Tal und dem Rensen Pluton. Damit ergibt sich kein unmittelbarer Anhaltspunkt für ein junges Alter der Granitintrusion.
- B) Postkristalline Deformationen haben sich im gesamten Untersuchungsgebiet ausgewirkt. Das trifft insbesondere für den nördlichen Teil des Brixener Granits zu, der direkt von der P.L. begrenzt wird. Diese Deformationen stehen wohl mit jüngeren Bewegungen an der P.L. in Zusammenhang.

- C) Sichere Anzeichen für die Einwirkung der Tauernkristallisation auf die Gneise des Altkristallins sowie auf den Rensen Pluton fehlen. Der Pluton enthält keine typische Mikrolithenfülle der Plagioklase wie die von der alpidischen Metamorphose erfaßten Zentralgneise der Hohen Tauern. Dagegen ist das Auftreten einer deutlichen Mikrolithenfüllung im Brixener Pluton auf magmatische Restkristallisation durch Autometamorphose zurückzuführen.
- D) Das Auftreten, die Entwicklung und Häufigkeit radiogener Höfe tritt beim Rensen, Altenberg, Winnetal und Rieserferner im Vergleich mit dem Brixener und anderen variszischen Plutonen stark zurück. Dies wird als ein Hinweis auf ein deutlich jüngeres Alter der im Altkristallin auftretenden Intrusiva gewertet.
- E) Die geologischen Daten sprechen für eine autochthone und selbständige Stellung des Rensen Plutons. Er ist kein tektonisch abgetrennter Teil des Brixener Massivs.

3 GEOCHEMISCHE UNTERSUCHUNGEN

3.1 Frühere Bearbeiter

Geochemische Untersuchungen an periadriatischen Intrusiva liegen nur in geringer Anzahl vor:

GUNDLACH et al. (1967) vergleichen ost- und südalpine Granite, Granodiorite und Tonalite auf einen eventuell unterschiedlichen Spurenelementgehalt sowie einen möglichen Einfluß der Tauernmetamorphose auf den Spurenelementhaushalt der Tonalite im Norden. Danach entsprechen die metamorphen Tonalite der N-Gruppe im Spurenelementgehalt (V, Cr, Sr, Pb, Zn) den nichtmetamorphen periadriatischen Intrusiva, während die Co- und Ni-Gehalte der N-Gruppe deutlich höher liegen. Eine Beeinflussung des Spurenelementhaushaltes in den Gesteinen der N-Gruppe durch die Metamorphose (Tauernkristallisation) ist nicht festzustellen.

HÖRMANN & MORTEANI (1966, 1969, 1976) untersuchen den Chemismus des Gesamtgesteins sowie der Biotite im Cima d'Asta Massiv. Auf Grund mineralogischer und chemischer Übereinstimmung der quarzdioritischen Gesteine und der quarzdioritischen Schollen wird eine hybride Entstehung der Gesteine diskutiert. Diese Autoren finden keine Hinweise für das Auftreten mehrerer Intrusionen im Cima d'Asta Pluton, wie sie von D'AMICO et al. (1971) und D'AMICO (1976) beschrieben werden.

GULSON (1973) untersucht an Hand einiger Haupt- und Spurenelemente die Beziehungen des Bergeller Granits zu den verschiedenen Einheiten seiner Umgebung wie Tambodecke, Grufkomplex und Novategranit.

FANINGER (1970, 1973) behandelt den Tonalit von Bachern (Pohorje) und vergleicht ihn mit dem Adamello Pluton.

MORGANTE (1974) beschreibt für den Brixener und Rensen Pluton an Hand von Niggli-Werten die Differentiation eines kalkalkalischen Magmas.

OGNIBEN (1952) untersuchte den Granodiorit des Mt. Sabion mit seinen benachbarten Intrusiva. Dabei interpretierte er die unterschiedliche chemische Zusammensetzung mit verschiedenen Differentiationsstadien eines gemeinsamen Ausgangsmagmas.

BIANCHI et al. (1970) geben an Hand ihrer Untersuchungen des Adamello eine petrographisch-geochemische Definition für Tonalit und eine Neubenennung der sauren Tiefengesteine. Diese Autoren sowie CALLEGARI et al. (1973) zeigen ferner die Platznahme von aufeinander folgenden, verschieden alten Magmengenerationen, die jeweils ihre eigene Differentiationsentwicklung aufweisen.

CALLEGARI et al. (1974) behandeln Kalifeldspäte des gleichen Plutons. Während die verwendeten Hauptelemente K, Ca und Na keine signifikanten Unterschiede aufweisen, zeigen die Spurenelemente Ba, Rb und Sr typische Verteilungsmodelle für die jeweiligen magmatischen Einheiten.

3.2 Arbeitsmethodik

3.2.1 Probenahme

Maßgebend für die Art der Probenahme ist deren Zweck. Da der Rensen Pluton detailliert untersucht werden sollte, wäre eine systematische Probenahme mit Anlage eines Probenahmernetzes (SCHROLL, 1975, S.17) wünschenswert gewesen. Auf Grund der z.T. ungünstigen Gelände- und Aufschlußverhältnisse konnte diese Art der Probenahme nicht durchgeführt werden. Die systematische Probenahme ist nur bei völlig erschlossenen Vorkommen (Steinbruch, Grube) möglich, wo jede Probe statistisch gleichwertig genommen werden kann.

Daher erfolgte im Rensengranit eine repräsentative Zufallsprobenahme (SCHROLL, 1975, S.17, S.19) mit insgesamt 65, 2-3 kg Proben (darin sind 10 Proben für die Prüfung der lokalen Inhomogenität und 3 Proben des Ganggefolges enthalten). Die Beziehungen zwischen Korngröße und Mindestmenge sind bei SMALES & WAGER (1960) und VOLBORTH (1969) ausgeführt. Da die jeweils verwendete Substanzmenge für die Probe repräsentativ sein soll und die Probe ihrerseits der mittleren Zusammensetzung eines Fundpunktes entsprechen soll, wurden, soweit möglich, Sammelproben entnommen.

Bezogen auf einen derzeitigen Oberflächenanschnitt des Rensen Massivs von ca. 9 km^2 ergibt sich bei 54 Probepunkten der Haupt- und Nebenfazies eine mittlere Probendichte von 6 Probepunkten pro km^2 . Dies ist, verglichen mit anderen untersuchten Graniten, relativ hoch, jedoch sind manche Teile des Plutons wegen der Steilwände nicht zu beproben und außerdem weisen die anderen Intrusiva Oberflächenanschnitte bis zu 100 km^2 auf.

Literaturdaten zur Probendichte:

		Probepkt./ km^2
Malsburg Granit	(MEHNERT & WILLGALLIS, 1961)	1.5
Malsburg Granit	(ACKERMANN, 1965)	1.4
Schluchsee Granit	(DÖPEL, 1966)	1.0
Bärhalde Granit	(JOHANNING, 1966)	1.9
Leuchtenberger Granit	(MADEL, 1968)	0.6
Flossenbürger Granit	(MADEL, 1968)	1.0
Kagenfels Granit	(HAHN-WEINHEIMER et al., 1971)	4.3
Hochfirst-Hammereisenbach Granit	(DRIESSLE, 1972)	1.2

Ferner wurden für Vergleichszwecke noch folgende periadriatische Intrusiva beprobt: Die zwei kleinen, dem Rensen Massiv östlich benachbarten Plutone des Winnetal (4 Proben) und Altenberg (4) sowie der ebenfalls im Altkristallin gelegene Rieserferner To-

nalit (7). Mit dieser Probenzahl ist der Rieserferner angesichts seiner großen räumlichen Erstreckung (ca. 85 km²) und seiner weitgespannten Zusammensetzung jedoch nur begrenzt erfaßt. Außerdem wurden die variszischen Plutone des Brixener (32), des Iffinger (8) und des Kreuzberg (4) beprobt.

Die Verteilung der geochemischen Proben für den Rensen Pluton ist im Probenahmeplan (Abb. 14) mit dem dazugehörigen Höhenlinienplan (Abb. 15) dargelegt. Für den Brixener Granit und z. T. für die übrigen Intrusiva sind die Rechts- und Hochwerte im Anhang angegeben ^{*)}.

Trotz der Bemühung, nur frisches Gesteinsmaterial zu verwenden, unterscheiden sich die Proben infolge der voneinander abweichenden Aufschlußverhältnisse in ihrem Erhaltungszustand.

Für die Alkalimetalle, die besonders bei exogenen Prozessen beweglich sind, stellten MEHNERT & WILLGALLIS (1961, S. 124) fest, "... daß die ersten Stadien der Verwitterung, wie sie sich durch die verschiedenen Aufschlußverhältnisse (Steinbruch, Straßenanbruch, natürlicher Aufschluß), vor allem durch die unterschiedliche Expositionszeit der Aufschlüsse gegenüber den Atmosphärien ergeben, keinen nennenswerten Einfluß auf die Analysendaten haben."

ACKERMANN (1965) zeigt für verschiedene Haupt-, Neben- und Spurenelemente am Malsburger Granit (Südschwarzwald), daß die Konzentrationsunterschiede infolge der Verwitterung nicht größer als die im Aufschluß am frischen Material bereits beobachtete lokale Inhomogenität ist.

Entsprechend schreiben auch EIDAM & SEIM (1971), daß im Ramberg Massiv (Harz) keine gerichtete Abhängigkeit der Elementverteilungspläne von dem Erhaltungszustand der Proben zu erkennen ist.

^{*)} In der vorliegenden Arbeit entfallen die Abb. 9-13

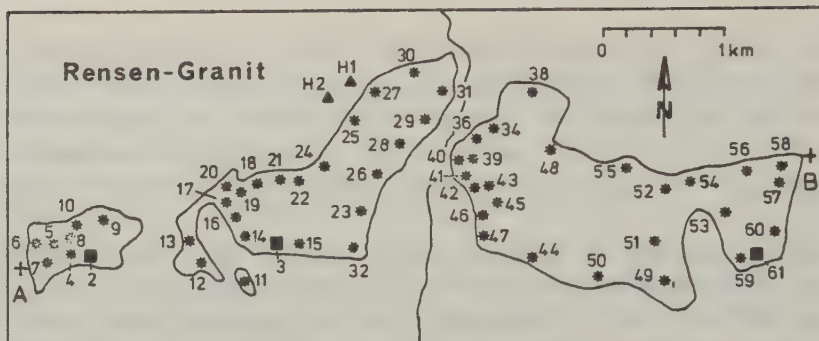


Abb. 14: Geochemischer Probenahmeplan des Rensen Massivs.

Geographische Lage und Beziehung zum Rahmengestein s. geologischer Überblick (Abb. 1) und geologische Kartierung (Taf. I, Anhang). Probennummern s. Anhang. + A, B: Anfangs- und Endpunkte des geochemischen W - E Profils (Abb. 30).

- * Haupt- und basischere Fazies des Rensen Plutons
- Gangfolge im Rensen Pluton
- ▲ Orthogneis im Altkristallin

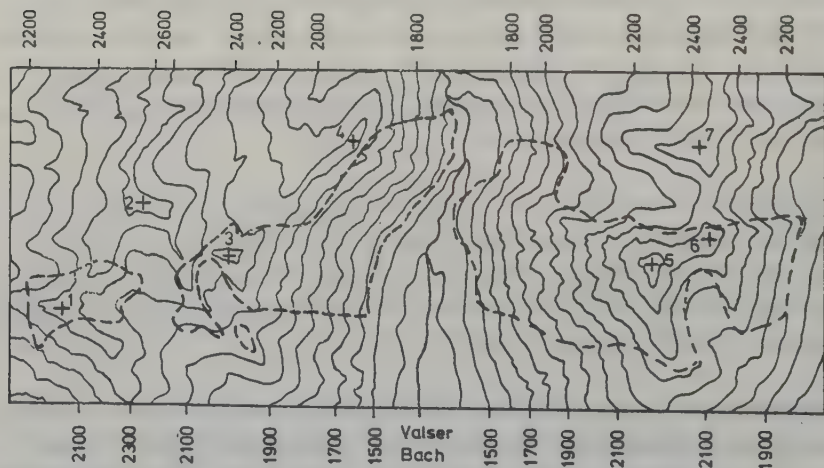


Abb. 15: Höhenlinienplan zu Abb. 14. Abstand der Höhenlinien 100 m. ---: Grenzen des Rensen Plutons wie Abb. 14 (s.a. Taf. I)
 Gipfel: 1 Rensenspitze 2471 m, 2 Plattspitze 2659 m, 3 Punkt 2447 m, 4 Kofelspitze 2260 m, 5 Gaisjochspitze 2641 m, 6 Gurnatschspitze 2581 m, 7 Punkt 2595 m.

3.2.2 Analysenmethodik

Für die geochemischen Analysen wurden zwei Verfahren angewandt:

3.2.2.1 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Mit der RFA wurden die Elemente Si, Al, Fe, Mg, Ca, K, Ti, Mn, Rb, Sr, Zr und Ba bestimmt. Für die Vorbereitung der Proben wurden jeweils 2-3 kg Material der mehr als 120 Proben im Backenbrecher zerkleinert, geviertelt und davon 50 g in einer Scheibenschwingmühle mit Widiaeingsatz 2 Minuten lang gemahlen. Nach MADEL (1968) ist dann die Korngröße kleiner als 50μ . Der Glühverlust wurde nach 2-stündigem Glühen bei 900° bestimmt. Dabei wird Fe^{2+} zu Fe^{3+} oxidiert und daher die ΣFe als Fe_2O_3 bestimmt. Bei dieser Temperatur gehen außerdem CO_2 und SO_2 verloren, was jedoch nur bei karbonat- und sulfidhaltigen Gesteinen zu teilweise erheblichen Glühverlusten führt. Von der geglühten Substanz wurden pro Probe je 1 Tablette, für die Standardabweichung von einer Probe 10 Tabletten nach der Methode von LEAKE et al. (1969) hergestellt:

6 g Substanz werden mit 1 g Phenolformaldehyd in einer Mühle vom Typ MS der Firma RETSCH möglichst homogen vermischt, mit einer Öldruckpumpe zu einer Tablette gepreßt und im Trockenschrank stufenweise auf 160°C erhitzt.

Für die Messungen an der RFA standen ein PHILIPS-Vakuumspektrograph PW 1540, ein PHILIPS-MÜLLER-Mikro-111-Generator und die zugehörigen Elektronikeinheiten zur Verfügung. Die Proben wurden gegen die internationalen Standards AGV-1, BM, BCR-1, BR, G-2, GH, GM, GSP-1, DRN und KH gemessen. Die verwendeten Meßbedingungen sind in Tab.2 aufgeführt.

Zur quantitativen Bestimmung der Elementoxydgehalte wurde in der Regel die $\text{K}\alpha_1$ Linie I. Ordnung benutzt. Beim Zr fällt die $\text{K}\alpha_1$ Linie I. Ordnung mit der $\text{K}\beta_3$ Linie I. Ordnung für Sr zusammen.

Daher wurde eine Korrektur nach MADEL (1968) durchgeführt.

Bei Ba liegt die $K\alpha_1$ -Linie I. Ordnung auf der abfallenden Flanke des Bremsspektrums der W-Röhre. Die Ba $K\alpha_1$ -Linie II. Ordnung fällt mit der Zr $K\alpha_1$ -Linie I. Ordnung zusammen. Die Ba $L\beta_1$ -Linie I. Ordnung wird von der Ti $K\alpha_1$ -Linie I. Ordnung beeinflusst. Daher mußte die Ba $L\beta_1$ -Linie I. Ordnung verwendet werden.

Element-Oxid	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Ba	Rb, Sr, Zr
Anregung (kV/ma)	50/20	50/20	50/20	20/6	50/20	50/20	50/20	50/20	50/20	40/20
Röhre	Cr	Cr	Cr	W	W	Cr	Cr	Cr	W	W
Anal. Kristall	Gips	Gips	LiF	LiF	LiF	Gips	Gips	Gips	LiF	LiF
Zähler	F.C.	F.C.	F.C.	S.C.	S.C.	F.C.	F.C.	F.C.	F.C.	S.C.
Diskriminiert	+	+	-	-	+	+	-	-	+	+
Zählzeit (sec)	60	60	60	40	60	120	60	60	60	60
Vakuum	+	+	+	-	-	+	+	+	+	-
Kollimator (μ)	480	480	160	160	480	480	160	160	160	480

Tab. 2: Einstelldaten und Meßbedingungen an der RFA.

Analysatorkristalle: Gips (020) $2d = 15.185 \text{ \AA}$; LiF (220) $2d = 2.848 \text{ \AA}$. Zähler: F.C. = Durchflußzähler (Gas: Argon/Methan), S.C. = Szintillationszähler.

3.2.2.2 Atomabsorptionsanalyse (AAS).

Mit der AAS wurde das Element Na emissionsspektrometrisch bestimmt. Hierfür wurde die Probensubstanz, wie sie für die RFA gemahlen und geglüht wurde, durch einen Flußsäureaufschluß (HF, HClO₄ und wenig HNO₃) in Lösung gebracht.

Für die Messungen standen ein Gerät vom Typ EEL-ATOMIC der Firma EVANS.ELECTRO-SELENIUM/LTD., England, zur Verfügung. Die Eichkurven wurden durch entsprechende Lösungen der Standards sowie durch additive Meßmethoden ermittelt.

3.2.3 Fehlerberechnung

Die Aussagekraft der Meßwerte ist von der Fehlergröße abhängig, mit der sie belastet sind. Daher wurde für jedes Element eine maximale Fehlergrenze bestimmt. Hierbei zeigt sich, daß der impulsstatistische, apparative und präparative Fehler, die zusammen den methodischen Fehler ergeben, klein ist gegenüber dem Probenahmefehler.

Die relative Standardabweichung, die aus den Messungen von 10 Tabletten einer Probe errechnet wird, stellt den methodischen Fehler dar, mit dem der Mittelwert einer Probe behaftet ist. Die relative Standardabweichung wurde nach folgenden Formeln berechnet:

$$\text{rel. Standardabweichung } c = \pm \frac{100 \cdot s}{\bar{x}};$$

$$\text{Standardabweichung } s = \pm \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{(n-1)}};$$

$$\text{arithmetisches Mittel } \bar{x} = \frac{1}{n} \sum x;$$

Angaben über die relative Standardabweichung, die für die Probe B 1 bestimmt wurde, sind in Tab.3 enthalten.

Der Probenahmefehler ist durch die lokale Inhomogenität in einem Aufschlußbereich bedingt. Die relativen Standardabweichungen der Elementgehalte von Einzelproben aus einem Aufschluß im Vergleich zum Gesamtmittelwert der Einzelproben gelten als Maß für die lokale Inhomogenität (HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN, 1963).

Im Untersuchungsgebiet des Rensen Plutons wurde die Prüfung der lokalen Inhomogenität durch die Entnahme von 5 Proben im 10 m Abstand an 2 Stellen (identisch mit den Fundpunkten 20 und 34) durchgeführt. Aus den für die beiden Aufschlüsse errechneten Standardabweichungen geht hervor, daß die gefundenen Inhomogenitäten reell sind, da sie größer als der methodische Fehler sind. Der Mittelwert dieser zwei lokalen Inhomogenitäten wurde als repräsentativ für den gesamten Bereich des Rensengranits angenommen, da nicht für alle Probepunkte die lokale Inhomogenität überprüft werden kann. Entsprechend verfahren auch ACKERMANN (1965), EMMERMANN (1968), DRIESSLE (1972).

Bei der Verwendung der Isoelementmethode (s.Kap.3.2.4) ist die Kenntnis des Vertrauensbereiches Δx notwendig, um festzustellen, ob sich zwei verschiedene Mittelwerte mit ihren Vertrauensbereichen überlappen oder ob sie voneinander getrennt werden können. Ein Unterschied zwischen den mittleren Elementkonzentrationen der einzelnen Probepunkte gilt als gesichert, wenn sich die Vertrauensbereiche der Werte bei einer statistischen Sicherheit von 99% nicht überschneiden.

Der Vertrauensbereich Δx wird aus der mittleren lokalen Inhomogenität berechnet (s.Tab.3).

$$\Delta x = \frac{t(P,N) \cdot \bar{c}}{\sqrt{n}}; \quad \bar{c} = \begin{array}{l} \text{mittlere relative Standard-} \\ \text{abweichung aus } n \text{ Proben} = \\ \text{mittlere lokale Inhomogeni-} \\ \text{tät.} \end{array}$$

$$\Delta x = 2.06 \cdot \bar{c}; \quad t(P,N) = \begin{array}{l} \text{von der statistischen Sicher-} \\ \text{heit } P \text{ und der Zahl der Frei-} \\ \text{heitsgrade } N \text{ abhängiger Tabel-} \\ \text{lenwert (DOERFFEL, 1962).} \end{array}$$

$$n = \text{Probenzahl aus dem Aufschluß}$$

Element	c	$\bar{x}$		$\bar{c}$	x	
	Standard- abweichg.	Mittelwert der Konzentrationen		Mittl. lok. Inhomogen.	Vertrauensbereich des Mittelwertes t (P,n) = 99%	
Gew. %	± rel. %	A	B	± rel. %	± abs.	± rel. %
SiO ₂	1	67,6	60,6	1.4	1.9	2.9
TiO ₂	2	0.31	0.67	4.3	0.04	8.9
Al ₂ O ₃	2	16.5	17.7	3.3	1.2	6.8
Fe ₂ O ₃	1	3.22	6.35	3.1	0.31	6.4
MnO	4	0.08	0.06	7.4	0.01	15.2
MgO	3	1.82	3.26	4.5	0.24	9.3
CaO	2	4.35	6.94	2.9	0.34	6.0
Na ₂ O	7	3.65	3.46	10.1	0.66	21.0
K ₂ O	3	2.13	1.61	5.0	0.19	10.3
ppm						
Rb	4	115	88	7.6	16	15.7
Sr	3	467	398	4.0	36	8.2
Zr	2	99	219	3.8	12	7.8
Ba	3	605	486	4.0	45	8.2

Tab. 3: Relative Standardabweichung und Parameter für die Isoelementmethode.

Die relativen Standardabweichungen wurden für die Probe B 1 (Brixener Granit) berechnet. Zur Ermittlung der lokalen Inhomogenitäten und der Vertrauensbereiche wurden die Mittelwerte von A (5 Proben im Bereich des Fundpunktes Nr. 34 = Hauptfazies des Rensen) und von B (5 Proben im Bereich des Fundpunktes Nr. 20 = basischere Fazies des Rensen) verwendet.

3.2.4 Statistische Auswertung der Elementgehalte

Für eine statistische Auswertung der Elementgehalte können mehrere Methoden verwendet werden:

- 1) Trendflächenmethode (TF-Methode) nach GRANT (1957), KRUMBEIN (1959), WHITTEN (1959, 1962).
- 2) Punktmethode nach MEHNERT & WILLGALLIS (1961).
- 3) Isoelementmethode nach ACKERMANN (1965), DÖPEL (1966), JOHANNING (1966).

Da sich die TF-Methode besonders für Untersuchungen mit geringem Konzentrationsgefälle eignet, was im vorliegenden Fall jedoch nicht zutrifft, und außerdem mit relativ großem Rechenaufwand verbunden ist, wurde sie nicht verwendet. Arbeiten von EIDAM & SEIM (1971) und DRIESSELE (1972) haben ferner gezeigt, daß die Ergebnisse der TF-Methode mit denen der Isoelementmethode gut übereinstimmen und nicht unbedingt einen neuen Beitrag liefern.

Die Punktmethode stellt im Kartenbild die einzelnen Analysenwerte dar, ohne jedoch mit Hilfe von Vertrauensbereichen eine Abgrenzung einzelner Bereiche zu ermöglichen.

Das Prinzip der Isoelementmethode ist die statistische Einteilung der Elemente in mehrere Konzentrationsbereiche, deren jeweilige Mittelwerte sich bei einer vorgegebenen statistischen Sicherheit von 99% nicht überlappen. Um die Beziehungen der einzelnen Elementverteilungen darzustellen, wird das Konzentrationsgefälle in einzelne Isoelementbereiche unterteilt. Dabei ist die Breite dieser Bereiche größer als $\pm \Delta x$ (Vertrauensbereich des Mittelwertes). Ihre Lage wurde aus Histogrammen, die die Häufigkeitsverteilung der Elemente darstellen, ermittelt. Der mittlere Bereich umfaßt dabei im allgemeinen den jeweiligen Mittelwert und damit das Häufigkeitsmaximum.

Das Konzentrationsgefälle errechnet sich nach REIN (1961) aus

$$K = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_i}{\bar{x}} \cdot 100 [\%];$$

$\bar{x}$ = Mittelwert aller Proben

$\bar{x}_1$ = Mittelwert der Zone mit den höchsten Gehalten

$\bar{x}_i$ = Mittelwert der Zone mit den niedrigsten Gehalten

Da nach dieser Definition das Konzentrationsgefälle erst nach erfolgter Gliederung in Zonen angegeben werden kann, wird das maximal vorkommende Konzentrationsgefälle nach EMMERMANN (1968) berechnet:

$$K = \frac{\text{maximaler Einzelwert} - \text{minimaler Einzelwert}}{\text{Gesamtmittelwert}} \cdot 100 [\%];$$

Die maximalen und minimalen Einzelwerte können verwendet werden, so lange sie nicht auf Grund petrographischer, geochemischer oder statistischer Kriterien als Ausreißer erkannt wurden.

Diese Einzelwerte sowie die Gesamtmittelwerte sind Tab. 4 zu entnehmen.

3.2.5 Statistische Parameter für die Auswertung verschiedener Daten.

Nach MARSAL (1967) und SCHROLL (1975) wurden für die Auswertung folgende Parameter berechnet:

- A) Der Koeffizient der linearen Regression, mit dem die Gleichung für die bestmögliche jeweilige Regressionsgerade ausgedrückt wird:

$$Y = a + bX;$$

$$a = \frac{\sum x^2 \cdot \sum y - \sum x \cdot \sum x \cdot y}{n \cdot \sum x^2 - (\sum x)^2}; \quad b = \frac{n \cdot \sum x \cdot y - \sum x \cdot \sum y}{n \cdot \sum x^2 - (\sum x)^2};$$

n = Anzahl der Merkmalspaare; x, y = Maßzahlen der Merkmale.

- B) Der Korrelationskoeffizient r als Maß für die Beziehung zwischen zwei Variablen:

$$r = \frac{n \cdot \sum x \cdot y - \sum x \cdot \sum y}{\sqrt{n \cdot \sum x^2 - (\sum x)^2} \cdot \sqrt{n \cdot \sum y^2 - (\sum y)^2}};$$

n = Anzahl der Merkmalspaare; x, y = Maßzahlen der Merkmale.

Der Korrelationskoeffizient kann nur Werte zwischen +1 und -1 annehmen. Ist $r > (<) 0$, so liegt eine positive (negative) lineare Korrelation vor, d.h. mit wachsendem x wächst (oder fällt) im Mittel auch y. Je größer der Betrag von r ist, umso ausgeprägter ist diese Abhängigkeit.

Die Signifikanz der Korrelationskoeffizienten wird, abhängig von der Zahl der Freiheitsgrade ($n - 2$) und bei einer vorgegebenen statistischen Sicherheit von 99%, an Hand einer Prüftafel ermittelt.

- C) Zum Vergleich zweier Mittelwerte auf ihre Signifikanz wird der Student-t-Test durchgeführt. Voraussetzung ist, daß die Kollektive wenigstens annähernd einer Normalverteilung folgen und die Streuungen der zu vergleichenden Verteilungen nicht signifikant voneinander abweichen. Dies ist für die untersuchten Fälle gegeben. Zwei Fälle sind zu unterscheiden:

- 1) Vergleich zweier Mittelwerte mit gleicher Probenzahl

$n_I = n_{II} = n$; t errechnet sich dann mit folgender Formel:

$$t = (\bar{x}_I - \bar{x}_{II}) \cdot \sqrt{\frac{n - 1}{s_I^2 + s_{II}^2}} ; \quad \bar{x}_I, \bar{x}_{II} = \text{Mittelwerte}$$

s = Standardabweichung

$$N = 2n - 2 ;$$

N = Zahl der Freiheitsgrade

- 2) Vergleich zweier Mittelwerte mit ungleichen Probenanzahlen $n_I \neq n_{II}$.

$$\hat{s}^2 = \frac{n_I s_I^2 + n_{II} s_{II}^2}{n_I + n_{II} - 2} ; \quad t = \frac{\bar{x}_I - \bar{x}_{II}}{\hat{s}} \cdot \sqrt{\frac{n_I \cdot n_{II}}{n_I + n_{II}}} ;$$

$$N = n_I + n_{II} - 2 ;$$

Bei einer vorgegebenen statistischen Sicherheit von 99% wird nun der t -Wert unter Berücksichtigung der Zahl der Freiheitsgrade N an Hand der Prüftafel auf seine Signifikanz hin überprüft.

D) Rangvergleich zweier prozentualer Häufigkeitsverteilungen
(Rangkorrelation von SPEARMAN): R.

Besteht die Verteilung aus k Klassen mit dazugehörenden %-Häufigkeiten, so beträgt die Rangsumme $1+2+3+ \dots + k = K$. Jede Häufigkeit wird mit $K/100$ multipliziert, die so erhaltenen Werte werden subtrahiert und die Quadrate dieser Differenzen ergeben die Quadratsumme QS. R errechnet sich dann mit folgender Formel:

$$R = 1 - \frac{6 \cdot QS}{k^3 - k};$$

Dabei ist $R = 1$, wenn die verglichenen Rangfolgen vollkommen übereinstimmen, und es ist $R = -1$, wenn die Rangfolgen einander vollkommen entgegengesetzt verlaufen und damit die größtmögliche Diskrepanz zwischen beiden herrscht.

	Rensen	Altenberg	Winnetal	Rieserf.	Iffinger	Brixener	Kreuzberg
SiO ₂	65.5	67.3	67.9	64.3	67.2	71.6	71.8
%	52.2-71.6	66.8-68.1	66.8-68.8	57.1-70.6	65.0-70.2	66.6-74.4	70.2-73.6
TiO ₂	0.42	0.36	0.35	0.50	0.59	0.42	0.28
	0.23-0.86	0.29-0.42	0.31-0.39	0.20-0.70	0.38-0.72	0.24-0.56	0.10-0.47
Al ₂ O ₃	16.3	17.0	16.4	17.4	15.1	14.9	15.6
	14.0-18.6	16.1-17.9	15.7-17.2	15.8-18.8	13.5-16.7	12.3-16.7	14.0-16.1
Fe ₂ O ₃	4.35	3.81	3.87	4.60	4.55	3.72	2.57
	2.65-8.94	3.02-5.20	3.02-4.62	2.60-6.82	3.74-5.47	2.25-4.78	1.50-3.76
MnO	0.07	0.06	0.07	0.06	0.04	0.04	0.03
	0.03-0.14	0.05-0.07	0.06-0.07	0.05-0.08	0.03-0.05	0.01-0.09	0.02-0.04
MgO	2.37	2.00	2.07	2.44	1.57	1.31	0.99
	1.25-5.16	1.50-2.50	1.72-2.32	1.15-3.82	1.35-1.85	0.84-1.80	0.58-1.20
CaO	5.21	4.28	4.49	5.31	3.13	2.72	1.84
	3.19-9.32	3.90-5.02	3.92-5.01	3.42-7.22	2.87-3.70	2.00-3.24	0.57-2.69
Na ₂ O	3.12	5.25	3.10	3.05	2.68	3.14	3.16
	1.60-3.74	2.82-3.74	2.72-3.32	2.09-4.15	1.09-3.47	1.70-3.94	2.72-3.60
K ₂ O	1.84	2.01	1.80	2.15	3.67	3.79	4.25
	0.84-2.58	1.61-2.35	1.35-2.02	1.35-2.63	2.59-4.27	3.21-4.27	3.81-4.64
Rb	93	115	99	114	199	239	321
ppm	34-144	82-148	75-115	56-179	181-265	200-297	223-373
Sr	437	418	461	413	282	211	156
	345-565	403-435	430-485	320-522	215-364	154-250	52-214
Zr	140	119	121	160	181	167	145
	56-275	85-115	100-145	64-235	144-210	119-222	123-189
Ba	615	600	583	647	731	679	655
	400-800	530-680	490-630	531-872	530-873	495-894	589-603
	(n=53)	(n=4)	(n=4)	(n=7)	(n=8)	(n=32)	(n=4)

Tab. 4: Mittelwerte und Schwankungsbreite im Haupt- und Spurenmischmus der untersuchten Intrusiva (n=Probenzahl)

3.3 Geochemische Ergebnisse

3.3.1 Darstellungsmöglichkeiten

Die Darstellung von Elementen in binären Korrelationsdiagrammen oder ternären Konzentrationsdreiecken (JANDA et al., 1965; SCHROLL & GROHMANN, 1966; SCHROLL, 1975, 1976; u.a.) hat gezeigt, daß positiv oder negativ korrelierbare Elementverhältnisse oft eine Zuordnung zu Konzentrationsfeldern ermöglichen, die genetisch abgrenzbare Gesteinsgruppen darstellen.

Dafür sind besonders gut sogenannte geochemische "Leitelemente" geeignet, eine Bezeichnung, wie sie von GOLDSCHMIDT (1932), HAHN-WEINHEIMER & JOHANNING (1963) u.a. gebraucht wird. Unter Leitelementen versteht man Elemente mit einer verhältnismäßig geringen Konzentration, einem großen gerichteten Konzentrationsgefälle bei geringer Streuung und geringer lokaler Inhomogenität. Ferner sollen sie nach den bisherigen Erfahrungen nur sehr geringen sekundären Verschiebungen unterliegen. Bei etwas erweiterter Auslegung hinsichtlich der relativ geringen Konzentration konnten auch Haupt- und Nebenelemente verwendet werden, wie dies auch von verschiedenen Autoren (s.Kap.3.3.1) durchgeführt wurde.

Die Brauchbarkeit von Leitelementbestimmungen zur Klärung von Granitfragen sei im folgenden kurz umrissen:

Häufigkeitsverteilungen der Elemente in Gesteinsgruppen wurden genetisch gedeutet. Einen Überblick der bis dahin in der Literatur behandelten Verteilungsmöglichkeiten gibt AHRENS (1966). Danach sind Häufigkeitsverteilungen abhängig von der Zahl der Analysen, der geographischen Lage der Probepunkte und der Lage der Aufschlußfläche zum Plutonbau.

Die Kenntnis der räumlichen Verteilung der Elementkonzentrationen ermöglicht einen Einblick in den geochemischen Innenbau eines Plutons (MEHNERT & WILLGALLIS, 1961; ACKERMANN, 1965; JOHANNING, 1966; DÜPEL, 1966; HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN, 1967; MADEL, 1968; DRIESSELE, 1972 u.a.).

Korrelationen zwischen Haupt- und den sie diadoch vertretenden Spurenelementen, oder aber nur zwischen Spurenelementen, können Differentiationsvorgänge in einem oder mehreren Intrusivkomplexen anzeigen (NOCKOLDS & ALLEN, 1953; GROHMANN & SCHROLL, 1966; SCHROLL & GROHMANN, 1966; s.o.).

3.3.2 Charakterisierung der Gesteine

Eine gesteinsystematische Einstufung der Gesteine nach dem modalen Mineralbestand erfolgte in Kap.2.6 und 2.9. Der Haupt- und Spurenelementchemismus der Elementkonzentrationen ist für die einzelnen Intrusiva unter Berücksichtigung der Mittelwerte und der Schwankungsbreite in Tab.4 dargestellt. Ein Überblick der Analysenwerte zeigt für den Rensen, Altenberg, Winnenetal und Rieserferner im Vergleich mit dem Iffinger, Brixener und Kreuzberg im Durchschnitt niedrigere SiO_2 -, K_2O - und Rb-Gehalte sowie höhere Al_2O_3 -, MgO -, CaO - und Sr -Gehalte.

Eine Gegenüberstellung dieser Elementverteilungen mit Literaturdaten (Tab.5) zeigt dementsprechend, daß die im Altkristallin gelegenen Intrusiva im Mittel den Chemismus von Granodioriten und Tonaliten aufweisen, während der Iffinger, Brixener und Kreuzberg mehr den Chemismus von Graniten besitzen. Bei einem derartigen Überblick darf jedoch die Variationsbreite der einzelnen Gesteine nicht vernachlässigt werden. Die Beziehungen dieser granitischen Gesteine werden noch an Hand der SPEARMAN'schen Rangkorrelationsmethode in Kap.3.7 untersucht.

Bei Verwendung der NIGGLI-Werte (Tab.6) sind die untersuchten Intrusiva gemeinsam dem granodioritischen Magmentyp nach BURRI & NIGGLI (1945) zuzurechnen. Innerhalb dieses Magmentyps ist jedoch eine Unterscheidung möglich: Die Intrusiva im Altkristallin sind leukotonalitisch ($c > \text{alk}$), Iffinger, Brixener und Kreuzberg granodioritisch ($c < \text{alk}$).

	<u>1 a</u>	<u>1 b</u>	<u>2</u>	<u>3</u>	<u>4 a</u>	<u>4 b</u>	<u>4 c</u>	<u>5</u>
SiO ₂ (%)	67.2	74.2	69.1	69.1	72.1	66.9	66.2	65.7
TiO ₂	0.57	0.20	0.38	0.38	0.37	0.52	0.62	0.57
Al ₂ O ₃	15.5	13.6	14.5	14.5	13.9	15.7	15.6	16.1
Fe ₂ O ₃	4.23	2.03	3.86	3.86	2.72	4.21	5.16	4.74
MnO	0.07	0.05	0.08	0.05	0.06	0.07	0.08	0.07
MgO	1.56	0.27	0.93	0.27	0.52	1.57	1.94	1.93
CaO	3.54	0.71	2.21	2.21	1.33	3.56	4.65	4.47
Na ₂ O	3.83	3.48	3.73	3.73	3.08	3.84	3.90	3.74
K ₂ O	3.04	5.06	4.02	4.02	5.46	3.07	1.42	2.78
Rb (ppm)	110	170	200	150				
Sr	440	100	300	285				
Zr	140	175	200	180				
Ba	420	840	830	600				

Tab. 5: Chemische Durchschnittsgehalte granitischer Gesteine aus der Literatur.

TUREKIAN & WEDEPOHL (1961): 1a=Ca-reiche Granite, 1b=Ca-arme Granite. VINOGRADOV (1962): 2=Granite. TAYLOR (1964): 3=Granite. NOCKOLDS (1954): 4a=Granite (n=72), 4b=Granodiorite (n=137), 4c=Tonalite (n=58). DALY (1933): 5=Granodiorite.

	<u>si</u>	<u>al</u>	<u>fm</u>	<u>c</u>	<u>alk</u>	<u>k</u>	<u>mg</u>	<u>qz</u>	<u>or</u>	<u>ab</u>	<u>an</u>
Rensen	246	36.1	27.2	21.0	15.8	0.28	0.49	22.4	10.9	27.6	23.0
Altenberg	270	40.2	23.7	18.4	17.8	0.29	0.51	25.9	11.9	27.5	21.2
Winnetal	275	39.2	24.5	19.5	16.8	0.28	0.51	27.6	10.6	26.2	22.3
Rieserf.	234	37.4	26.1	20.8	15.8	0.32	0.51	20.2	12.7	25.8	26.3
Iffinger	292	38.7	25.2	14.6	21.5	0.47	0.40	25.5	21.7	22.7	15.2
Brixener	327	40.1	21.9	13.3	24.6	0.44	0.41	28.9	21.7	26.5	13.5
Kreuzberg	352	45.0	16.8	9.7	28.3	0.47	0.43	30.0	25.1	26.7	9.1

Tab. 6: Mittelwerte der NIGGLI-Parameter und der CIPW-Norm für die untersuchten Intrusiva.

Auch einige Parameter der CIPW-Norm wurden noch für eine mögliche Einteilung herangezogen (Tab.6). Im normativen Quarz-Albit-Orthoklas-Dreieck (Abb.16) liegen die Proben des Altenberg, des Winnetal, des Rensen und des Rieserferner Plutons auf der albitreichen Seite, während die Proben des Iffinger, Brixener und Kreuzberg auf der orthoklasreichen Seite liegen. In Abb.16a ist dabei eine Abgrenzung des Rensen Massivs von den variszischen Plutonen gegeben. In Abb.16b sind ergänzend die Quarz-Feldspat-Grenzen bei 500 bis 3000 bar H_2O -Druck nach TUTTLE & BOWEN (1955) eingetragen. Ferner zeigt das umrandete Feld das Häufigkeitsmaximum der Granite mit $> 80\%$ qz+ab+or. Die Mittelwerte des Rensen, Winnetal und Altenberg kommen in dieser Abb. zwischen 500 und 1000 bar zu liegen, während der Rieserferner etwas tiefer liegt. Dabei ist zu berücksichtigen, daß ihre qz+ab+or-Gehalte $< 80\%$ sind, während die für die variszischen Plutone um 80% sind. Die Werte des Iffinger, Brixener und Kreuzberg liegen zwischen 1000 und 2000 bar. Damit ist u.U. ein Hinweis auf unterschiedliche Kristallisations-tiefen gegeben.

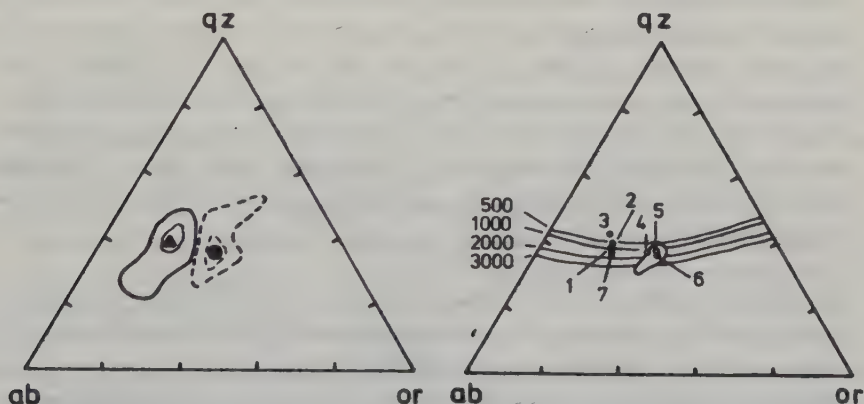


Abb. 16 a,b : Konzentrationsdreiecke der normativen qz-ab-or-Gehalte (CIPW-Norm).

Abb. 16 a: Konzentrationsbereiche für Rensen (— ▲) und Iffinger, Brixener und Kreuzberg (--- ●).

Abb. 16 b: Quarz-Feldspat-Grenzen nach TUTTLE & BOWEN (1958), umrandetes Feld: Häufigkeitsmaximum der Granite mit $> 80\%$ qz+ab+or (normativ) nach TUTTLE (1955). 1=Rensen, 2=Altenberg, 3=Winnetal, 4=Brixener, 5=Kreuzberg, 6=Iffinger, 7=Rieserferner.

3.4 Die Verteilung der Elemente im Rensen Pluton

Die folgende Reihung beginnt mit den granitophoben Elementen, daran anschließend folgen die granitophilen (s.a. Kap.3.5.2).

3.4.1 Zirkonium

Das Element Zr wird wegen seiner hohen Ladungszahl und des relativ großen Ionenradius (Tab.7) nur sekundär in die Gitter der Hauptminerale eingebaut. Es bildet daher im Zirkon ein eigenes Mineral aus. Verschiedene Zr-Durchschnittswerte für Granite sind in Tab.5 angeführt.

Die Literaturangaben zum geochemischen Verhalten des Zr sind unterschiedlich. Diese divergierenden Ansichten folgen z.T. aus der Ableitung von Differentiationsreihen an Hand von Probeserien, deren genetische Beziehungen nicht bekannt sind.

GROHMANN (1965) schreibt von einer Anreicherung des Zr in Spätkristalliten bei österreichischen Granitoiden. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen HERZ & DUTRA (1961) bei drei durch radiometrische Altersbestimmungen zeitlich abgegrenzte Granite des Brasilianischen Schildes (2 400, 1 350 und 500 Mio.J.). Sie fanden die höchsten Zr-Konzentrationen in der jüngsten, Si-reichen Gruppe: 190-340 ppm Zr, was ein zwei- bis dreifaches Anwachsen gegenüber der ältesten Formation bedeutet. Allerdings wird diese Zr-Anreicherung auf Grund einer späteren geochemischen Beeinflussung für möglich gehalten.

GROHMANN & SCHROLL (1966) finden in der Altersabfolge der variszischen Granitintrusionen des Moldanubikums [Weinsberger Granit (174 ppm Zr) - Mauthausener Granit (180 ppm Zr) - Eisgarner Granit (180 ppm Zr)] einen konstanten Zr-Gehalt, also ein indifferentes Verhalten des Zr.

Im Gegensatz dazu haben zahlreiche Autoren wie ACKERMANN (1965), JOHANNING (1966), DÖPEL (1966), EMMERMANN (1967 , 1968), MADEL (1968), EIDAM & SEIM (1971), DRIESSELE (1972), PROSSER (1975) u.a. bei ihren Arbeiten über Granitkomplexe des Schwarzwaldes, des Harzes, des Moldanubikums und des Zillertales gezeigt, daß Zr bei der Differentiation eines normalgranitischen Magmas zu den

Frühausscheidungen gehört bzw. bei der partiellen Anatexis im Melanosom angereichert ist. Mit fortschreitender magmatischer Differentiation verringert sich die Zr-Konzentration.

Nach DEGENHARDT (1957) , auf den diese Autoren z.T. verweisen, beginnt die Ausscheidung des Zr bei der magmatischen Differentiation noch vor der Hauptkristallisation. Während dieser Phase werden die bereits ausgeschiedenen Zirkone von Biotiten und Hornblenden umschlossen. Ein Teil des in der Schmelze noch vorhandenen Zr kann in kleinen Mengen in Biotit (bis zu 40 ppm Zr) und Hornblende (bis zu 140 ppm Zr) eingebaut werden. Der Zirkon enthält über 50% des Zr-Gesamtgehaltes der Granite.

Wie bereits im petrographischen Teil erwähnt, liegt der Zirkon im Rensen Massiv als Primärmineral in der basischeren Fazies vor. Außerdem ist die Hornblende mit ihren Zr-Einbaumöglichkeiten an dieser Fazies mit Werten bis zu 20 Vol.% beteiligt. Daher ist der hohe Zr-Durchschnittsgehalt von 242 ppm der basischeren Fazies gegenüber 120 ppm der Normalfazies z.T. wohl auch auf diesen Hornblendenanteil zurückzuführen.

Der Zirkon kann als Leitmineral für den unverfälschten Primärbauplan eines Granitplutons bezeichnet werden, da er auch gegenüber sekundären chemischen und physikalischen Beeinflussungen widerstandsfähig ist. Zeigt sich für das Zr ein Verteilungsplan mit gerichteten Konzentrationsunterschieden, so kann dies als Kontrolle für die anderen Elementverteilungen verwendet werden. Ist eine unmittelbare Beziehung zur Zr-Verteilung vorhanden, wird ein Verteilungsplan sichtbar, der sekundär nicht wesentlich gestört wurde.

Die regionale Zr-Verteilung des Rensen Plutons zeigt ein klares und einfaches Bild (Abb.17). Die höchsten Zr-Gehalte treten ausnahmslos entlang des N- und NW-Randes auf. Gegen S in Richtung des Plutonkernes und des S-Randes nehmen die Zr-Gehalte ab.

3.4.2 Titan

Ti ist in Granodioriten und Tonaliten zum Großteil an Biotit, Titanit und Ilmenit gebunden und weist nach verschiedenen Autoren (Tab.5) einen Durchschnittswert von 0.46% TiO_2 auf, im Rensen

0.42% TiO_2 . Nach Angaben von LEONOVA & KLASSOVA (1964), TAUSON (1965), ACKERMANN (1965), WINTER (1968), u.a. liegen 50-80% des Ti-Gehaltes im Biotit, 20-40% in der Hornblende vor. Da im Rensen Pluton Titanit und Ilmenit nur in untergeordnetem Maße auftritt, ist das Ti hauptsächlich an Biotit und Hornblende gebunden.

Dieselben Autoren, die die Abnahme des Zr während der Differentiation aufgezeigt haben, weisen für diese Granite eine strenge Korrelation zwischen Ti und Zr nach. Das heißt, daß bei hohen Zr-Ti Werten die Frühkristallite einsetzen und die Werte bei gleichbleibendem Zr/Ti-Verhältnis mit fortschreitender Differentiation abnehmen.

Dies kommt in der deutlich ausgeprägten, rechnerisch ermittelten positiven Korrelation des Zr- TiO_2 -Diagrammes (Abb.18) zum Ausdruck. Der Korrelationskoeffizient r beträgt 0.9425 und ist damit signifikant. Für die Variationsdiagramme dieser Abb. wurde nur ein Wert für r berechnet, da auch die übrigen Korrelationen deutlich signifikant sind. Der Differentiationstrend geht von hohen Ti- und Zr-Werten aus, die von der basischeren Fazies gebildet werden, nimmt mit den mittleren Werten der Normalfazies ab und strebt einem Bereich zu, der nahe am Nullpunkt liegt. Hier liegen noch drei Werte, die für das Gangfolge im Rensengranit ermittelt wurden. Für die Gänge des Ochsenprunges nördlich des Rensen Massivs im Altkristallin liegen keine eigenen geochemischen Daten vor. Daher wurden die Werte von SCOLARI & ZIRPOLI (1972) soweit als möglich (keine Spurenelemente!) in den entsprechenden Diagrammen verwendet. Die Ergebnisse werden in Kap. 3.8 behandelt.

Die Werte der beiden anderen kleinen Intrusiva (Winnetal und Altenberg) fügen sich in dieser Korrelation sehr gut in den Bereich der Hauptfazies des Rensen ein. Dies ist auch in den anderen Variationsdiagrammen und Konzentrationsdreiecken der Fall. Ähnliches kann auch für den Rieserferner gesagt werden. Seine Variationsbreite ist jedoch größer und schließt den Bereich der basischeren Fazies des Rensen noch mit ein. Diese Intrusiva werden bei den einzelnen Diagrammen nicht gesondert besprochen, sondern ihre gegenseitigen Beziehungen werden in Kap.3.7 dargelegt.

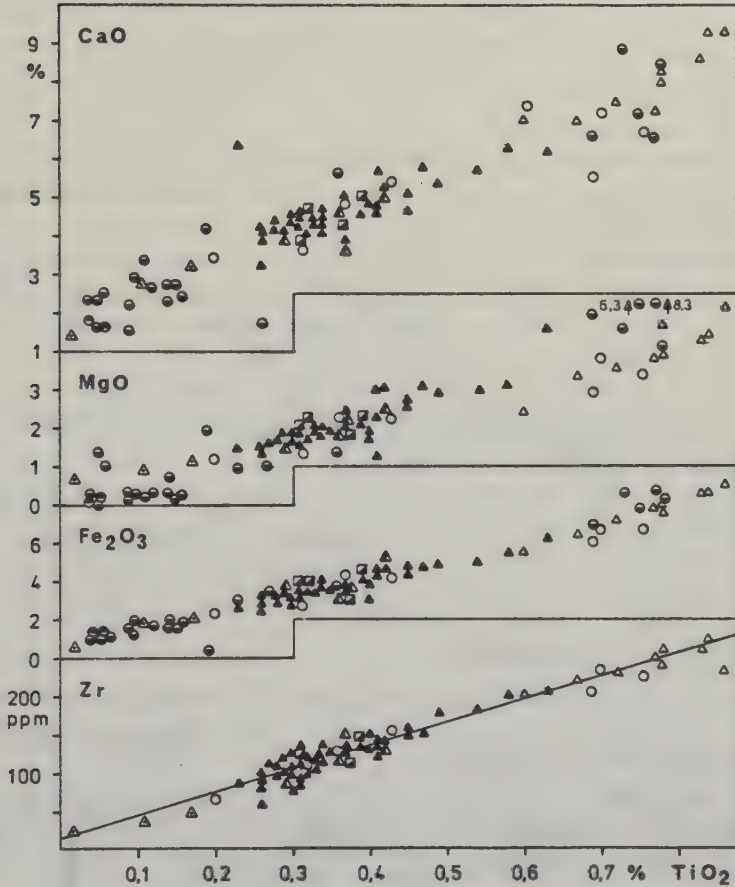


Abb. 18: Variationsdiagramme CaO-TiO_2 , MgO-TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$, Zr-TiO_2 für die im Altkristallin auftretenden Plutone und für Ganggesteine.

- ▲ Rensen Hauptfazies (n=45), △ Rensen bas. Fazies (n=9)
- △ Gangfolge Rensen (n=3), ▣ Winnetal (n=4)
- ▲ Altenberg (n=4), ○ Rieserferner (n=7)
- Gänge am Ochsenprung (SCOLARI & ZIRPOLI, 1972) (n=23)
- Gänge Valle del Passo (ZIRPOLI, 1968) (n=2)

Positive Korrelationen in den einzelnen Diagrammen.
Korrelation für Zr-TiO_2 wurde für alle eingetragenen Werte (n=72) rechnerisch ermittelt und ist signifikant.

Infolge des gleichen Verhaltens von Zr und Ti zeigen ihre Verteilungspläne im Rensen Massiv (Abb.17, 19) eine weitgehende Übereinstimmung. Hohen Werten einer basischeren Zone am N- und NW-Rand folgt nach S eine Abnahme der Zr- und Ti-Gehalte.

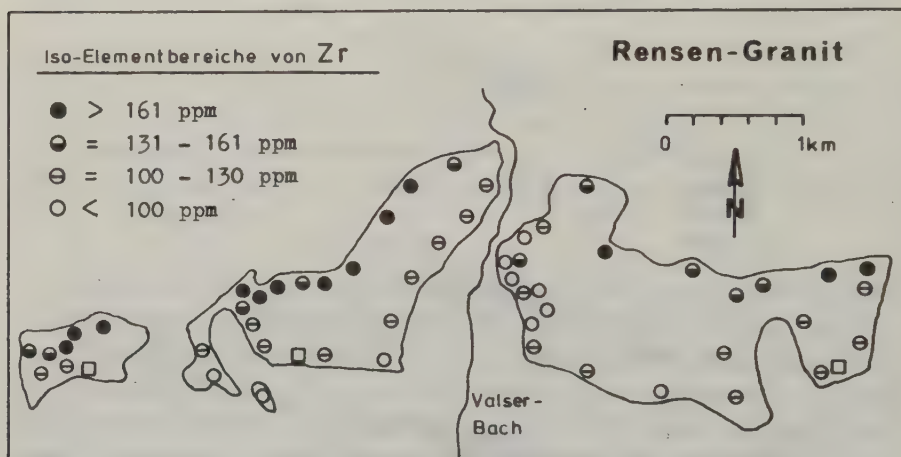


Abb. 17: Zr-Verteilungsplan

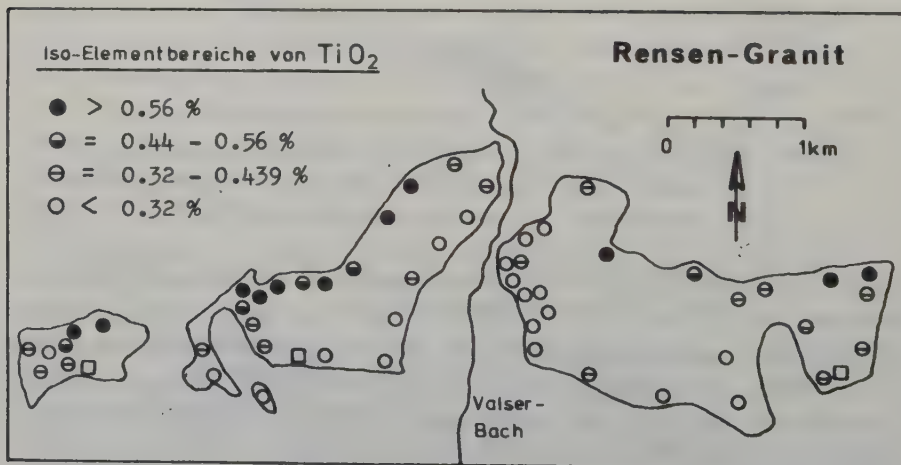


Abb. 19: TiO_2 - Verteilungsplan

3.4.3 Eisen und Magnesium

Auf Grund der ähnlichen kristallphysikalischen Eigenschaften (Tab.7) ist Ti eng mit Fe und Mg verknüpft. So substituiert Ti Fe^{2+} und Mg^{2+} auf den oktaedrischen Gitterplätzen der fe-mischen Minerale. Anreicherungen von Ti, Fe und Mg verlaufen daher parallel und verweisen auf erhöhte Biotit- und Hornblendegehalte. Entsprechend sind diese Elemente in den granitoiden Gesteinen durch signifikante positive Korrelationen charakterisiert (CARR & TUREKIAN, 1961, 1962; ROOKE, 1964; EMMERMANN, 1967, 1968, 1970; EIDAM & SEIM, 1971).

Ion	Ionenradius	Elektronegativität	Ionenladung	Ionisationspotential	rel. Bindungsenergie
Si^{4+}	0.42	1.8	9.52	8.15	380
Al^{3+}	0.51	1.5	5.88	5.98	300
Fe^{3+}	0.64	1.8	4.69	7.87	246
Mg^{2+}	0.66	1.2	3.03	7.64	202
Ti^{4+}	0.68	1.6	5.88	6.82	348
Fe^{2+}	0.75	1.7	2.67	7.87	178
Zr^{4+}	0.79	1.5	5.06	6.86	368
Mn^{2+}	0.80	1.4	2.50	7.43	174
Na^{+}	0.97	0.9	1.03	5.14	100
Ca^{2+}	0.99	1.0	2.02	6.11	200
Sr^{2+}	1.18	1.0	1.69	5.69	191
K^{+}	1.33	0.8	0.75	4.33	90
Ba^{2+}	1.34	0.9	1.49	5.21	180
Rb^{+}	1.47	0.8	0.68	4.18	85

Tab. 7: Ioneneigenschaften der Elemente nach TAYLOR (1965), relative Bindungsenergien nach NOCKOLDS (1966).

Im Vergleich mit Durchschnittswerten anderer Autoren für Granite (Tab.5) hat der Rensen Pluton ähnliche Fe_2O_3 -Werte, während die MgO-Werte mit 2.73% gegenüber 1.57% für Granodiorite (NOCKOLDS, 1954) und 1.94% für Tonalite (NOCKOLDS, 1954) etwas höher liegen. Dies ist auf die relativ hohen Biotit- und Hornblendegehalte der basischeren Fazies zurückzuführen.

Da andere Fe- oder Mg-haltige Minerale im Rensen Pluton nur akzessorisch auftreten, haben sie keinen Einfluß auf die Gesamtwerte.

Diese strenge positive Korrelation kommt in den Diagrammen Fe_2O_3 - TiO_2 (Abb.18) und MgO - TiO_2 (Abb.18) zum Ausdruck. Ferner zeigt sie sich in den Verteilungsplänen für Fe_2O_3 (Abb.20) und MgO (Abb.21), die im wesentlichen mit denen des Zr und TiO_2 übereinstimmen.

3.4.4 Calcium

Ca ist in Granodioriten und Tonaliten zum überwiegenden Teil an den Anorthitanteil des Plagioklas sowie an die Hornblende gebunden. Die Ca-Gehalte des Biotits, des Kalifeldspats sowie der Akzessorien Apatit, Epidot und Titanit sind nach EMMERMANN (1968, 1970) so gering, daß sie keinen wesentlichen Beitrag zum Ca-Gesamthaushalt liefern.

Die Durchschnittswerte des Ca liegen im Rensen Pluton bei 5.21% CaO und damit deutlich über dem Wert von 3.54% CaO, den TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) für Ca-reiche Granite angeben (Tab.5). Dies gilt auch für die Granodiorit-Werte von 3.56% CaO (NOCKOLDS, 1954) und 4.47% CaO (DALY, 1933). Auch der Wert von 4.65% CaO für Tonalite (NOCKOLDS, 1954) liegt noch etwas niedriger. Betrachtet man den Durchschnittsgehalt für die Hauptfazies des Rensen (4.64%), so entspricht dies ungefähr den Vergleichswerten.

Nach NOCKOLDS (1966) ist, neben den sonstigen kristallphysikalischen Eigenschaften (Tab.7), besonders die relative Bindungsenergie Kation - Sauerstoff für die Verteilung und Konzentration der Elemente während der Kristallisationsdifferentiation verantwortlich. Entsprechend dieser Reihenfolge ist eine Anreicherung des Ca in den Frühdifferentiaten und somit den frühgebildeten Plagioklasen zu erwarten. So haben auch die Plagioklase der basischen Fazies höhere An-Gehalte, wie im petrographischen Teil beschrieben.

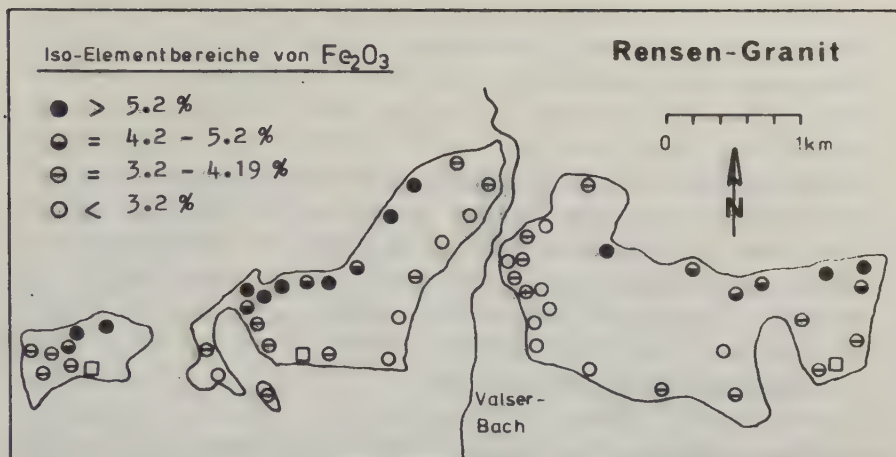


Abb. 20: Fe_2O_3 - Verteilungsplan. Auch hier liegen die Isoelementbereiche mit den hohen Werten ausschließlich am N- und NW-Rand des Plutons. Gegen S zu ist ein Abnehmen der Fe_2O_3 -Gehalte festzustellen.

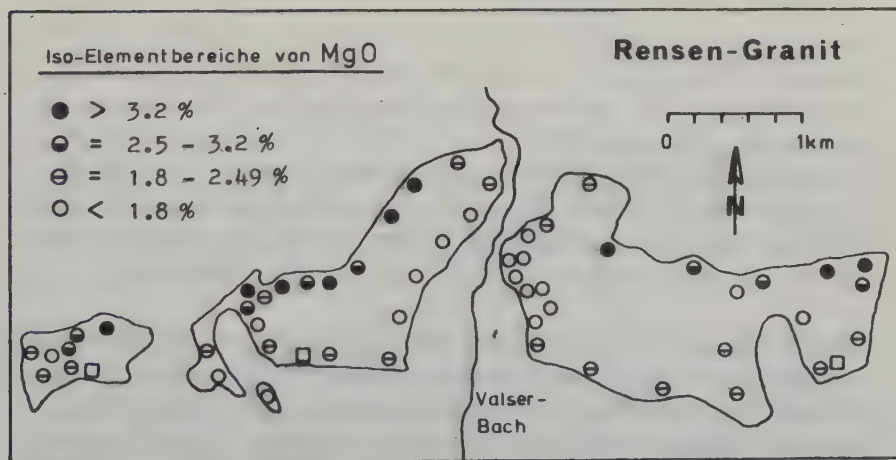


Abb. 21: MgO - Verteilungsplan. Da zwischen Mg und Fe hinsichtlich ihrer kristallphysikalischen Eigenschaften eine enge Verwandtschaft besteht, ist auch in diesen beiden Verteilungsplänen eine klar ausgeprägte Übereinstimmung vorhanden. Auch zu den Zr- und Ti-Verteilungsplänen sind diese Beziehungen vorhanden.

JOHANNING (1966) und DRIESSELE (1972) konnten bei ihren Untersuchungen mit Ca keine Einteilung in Isoelementbereiche vorsehen, da die entsprechenden Kriterien (Kap.3.3.1) nicht gegeben waren. Bei EMMERMANN (1968) und MADEL (1968) waren die erforderlichen Voraussetzungen jedoch erfüllt. Auch für den Rensen Pluton konnte infolge des großen, gerichteten Konzentrationsgefälles und der geringen lokalen Inhomogenität (Tab.3) Ca für die Einteilung in Isoelementbereiche und damit für eine regionale Gliederung verwendet werden. Der Ca-Verteilungsplan (Abb.22) entspricht im allgemeinen den Verteilungsplänen für Zr, Ti, Fe und Mg. Einzelne Abweichungen dürften vermutlich an der relativ hohen Streuung von Einzelwerten liegen.

Die oben erwähnte Anreicherung in den Frühdifferentiaten und die damit verbundene Abnahme des Ca bei fortschreitender Differentiation kommt auch in dem Diagramm $\text{CaO} - \text{TiO}_2$ (Abb.18) mit seiner positiven Korrelation zum Ausdruck.

3.4.5 Strontium

Die Geochemie des Sr ist eng mit der des Ca verknüpft, in Graniten und Granodioriten auch noch mit der des K, da Ca mit K gekoppelt ist. Da der Ionenradius des Sr ($1.18 \text{ \AA}$) zwischen dem des Ca ($0.99 \text{ \AA}$) und dem des K ($1.33 \text{ \AA}$) liegt, kann Sr in den Plagioklas und den Kalifeldspat eingebaut werden. Nach HEIER (1962) und HALL (1967) ist Sr in den beiden Feldspäten in etwa gleicher Menge vorhanden. Nach VLASOV (1966) entfallen 50-60% des Sr auf den Plagioklas, 30-40% auf den Kalifeldspat.

TUREKIAN & KULP (1956) beschreiben eine funktionelle Beziehung zwischen Sr-Gehalt und Ca-Konzentrationen in granitischen Gesteinen: Bei erhöhten Ca-Gehalten reichert sich das Sr an. Dementsprechend haben nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) die Ca-reichen Granite Sr-Werte von 440 ppm, während die Ca-armen Granite nur noch ein Viertel davon (100 ppm Sr) aufweisen.

GROHMANN (1965) und EMMERMANN (1970) schreiben, daß sich in Graniten das Sr in den frühgebildeten Plagioklasen und Kali-

feldspäten anreichert. Nach diesem Einbau und den damit verbundenen, relativ hohen Sr-Werten tritt eine Abnahme des Sr-Gehaltes bei fortschreitender Differentiation in den Restkristallisaten ein.

Dagegen verhalten sich nach WAGER & MITCHELL (1951) in basischen Gesteinen die Sr-Gehalte in ihrer Abhängigkeit vom Anorthitgehalt der Plagioklase umgekehrt proportional. Auch BUTLER & SKIBA (1962) schreiben, daß in basischen Gesteinen Sr mit abnehmendem Ca zunimmt.

Der Einbau von Sr auf die K-Plätze im Biotit ist vornehmlich wegen des zu kleinen Ionenradius für eine Zwölferkoordination sehr gering.

TABORSKY (1962) und GRAUERT (1966) zeigen, daß die Sr-Gehalte in Apatiten von Granodioriten, Quarzmonzoniten und granitoiden Orthogneisen sehr niedrig liegen, wobei auch noch der geringe Vol.-%-Anteil des akzessorischen Apatits zu berücksichtigen ist.

Der Sr-Verteilungsplan (Abb.23) zeigt keine so deutlich ausgeprägte Richtung im Konzentrationsgefälle wie die bisher behandelten Elemente Zr, Ti, Fe, Mg und Ca. Jedoch ist im allgemeinen eine gegenläufige Tendenz zu diesen Elementen zu beobachten. So treten die mittleren und hohen Sr-Gehalte vornehmlich im Plutonenkern und im südlich angrenzenden Randbereich auf, während am N-Saum niedrige Gehalte zu finden sind.

Da Sr, wie oben erwähnt, zu ungefähr gleichen Teilen in Plagioklas und Kalifeldspat eingebaut wird, diese beiden Minerale im Rensen Pluton jedoch unterschiedlichen Kristallisationsphasen angehören (der Anteil des Kalifeldspats in der basischeren Fazies beträgt maximal 1% gegenüber bis zu 8% in der Hauptfazies), ist keine sehr stark ausgeprägte Richtung des Konzentrationsgefälles zu erwarten. Entsprechend muß die Sr-Verteilung als eine Summierung verschiedener Teilpläne betrachtet werden. Dies wird auch

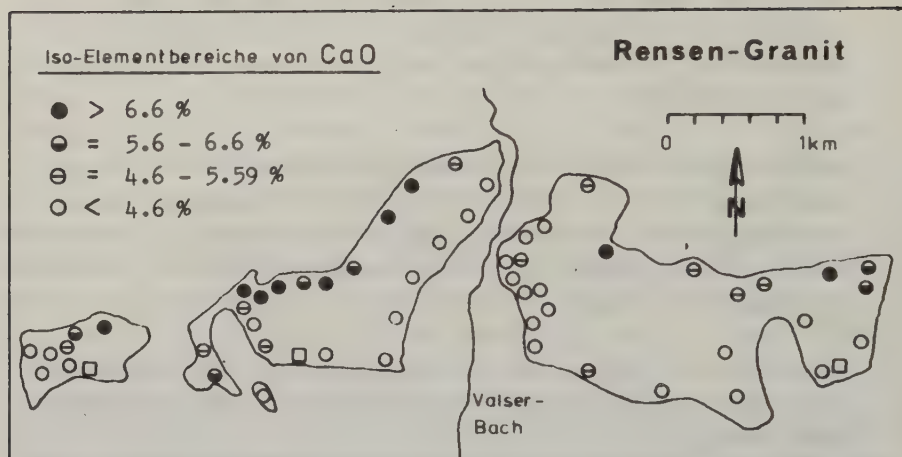


Abb. 22: CaO - Verteilungsplan. Er entspricht im wesentlichen den bisherigen Verteilungsplänen. Abweichungen könnten möglicherweise in der relativ großen Streuung dieses Elementes in einzelnen Proben begründet sein.

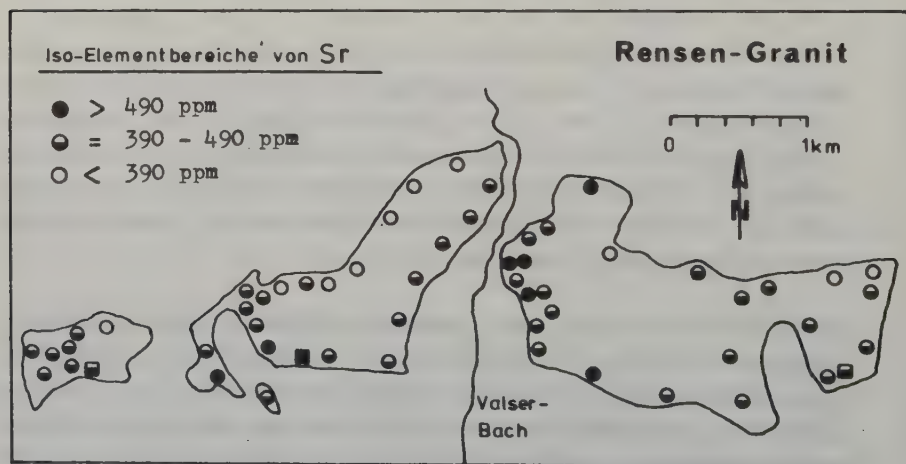


Abb. 23: Sr - Verteilungsplan. Dieser Plan weist keinen so klaren Trend in seinem Konzentrationsgefälle auf. Jedoch ist im ganzen ein entgegengesetzter Trend erkennbar: Anstieg der Werte der Iso-Elementbereiche von N nach S.

an der relativ weiten Streuung des Sr - TiO_2 -Diagramms (Abb.24 , S.100) sichtbar.

Die Überprüfung der negativen Korrelationen ergab trotz der Streuung eine Signifikanz bei einer vorgegebenen statistischen Sicherheit von 99% ($r = -0.6584$ für die Summe Rensen, Winnetal und Altenberg, $r = -0.9286$ für Rieserferner). Eine mögliche Differenzierung dieser Gruppen wird in Kap.3.4.8 durchgeführt.

Die Streuung in diesem Diagramm muß dem Sr zugeschrieben werden, da nach Kenntnis des Zr/Ti-Verhältnisses das Ti als Fixpunkt der früh kristallisierten Phase gelten kann.

GROHMANN (1965) schreibt, daß das Ca/Sr-Verhältnis unter Umständen zur Klärung der Frage des Relativalters von magmatischen Gesteinen beitragen kann, wenn diese ein und derselben magmatischen Differentiationsreihe angehören, da Sr gegenüber Ca angereichert werden müßte. Dies bedeutet, daß das Ca/Sr-Verhältnis mit fortschreitendem Differentiationsverlauf abnimmt, wie auch GROHMANN & SCHROLL (1966) und SCHROLL (1966) aufzeigen. Diese Tendenz der Abnahme innerhalb des Rensen Plutons kommt in dem Ca/Sr - Sr-Diagramm (Abb.25b) mit seiner negativen Korrelation zum Ausdruck. Die Streuung ist wie beim Diagramm Sr- TiO_2 (Abb.24, S.100) auf die verschiedenen Einbaumöglichkeiten des Sr zurückzuführen. Die jeweiligen Korrelationskoeffizienten sind signifikant ($r = 0.5122$ und für den Rieserferner 0.9138).

3.4.6 Kalium

Die wichtigsten Minerale des K sind in Graniten der Kalifeldspat, der Biotit und der Muskowit. So enthält nach EMMERMANN (1970) und DRIESSELE (1972) der Kalifeldspat 10-11% K, der Biotit 6-8% K, der Muskowit 8-9% K und der Plagioklas ca. 1% K. Die Durchschnittsgehalte des K für den Rensen Pluton mit 1.85% K_2O kommen den Werten von 2.78% für Granodiorite (DALY, 1933) und 1.42% für Tonalite (NOCKOLDS, 1954) noch am nächsten. Die Angaben anderer Autoren liegen höher. Dies kommt in den relativ niedrigen modalen Kalifeldspatgehalten (max. 8%) zum Ausdruck.

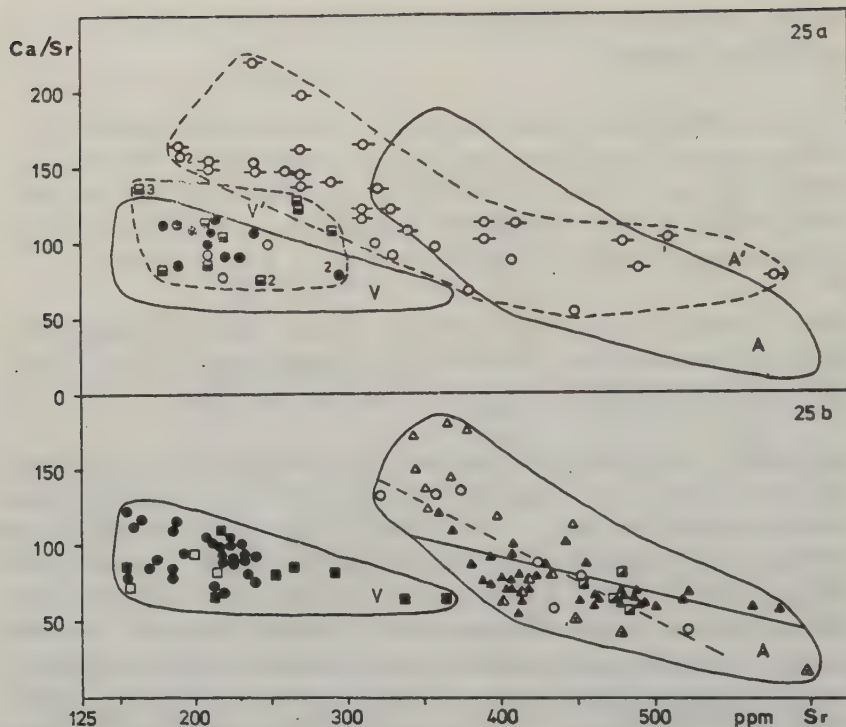


Abb. 25a,b: Variationsdiagramme Ca/Sr - Sr. Gesteinssymbole wie Abb.18, außerdem (z.T. erst später):

■ Iffinger, ● Brixener, □ Kreuzberg,
 * Mt.Sabion, ▣ Martell, ▤ Cima d'Asta
 ○ Adamello, ▲ Bachern.

25 a: Literaturdaten. Ohne Nr.: GUNDLACH et al. (1967), Nr.2: GROHMANN (1965), Nr.3: HÖRMANN & MORTEANI (1966).

25 b: Eigene Daten. Abgrenzung in zwei Gruppen mit signifikanten negativen Korrelationen: V = Iffinger, Brixener, Kreuzberg; A = Rensen mit Gangfolge, Altenberg, Winnetal, Rieserferner. Symbole für rechnerisch ermittelte Korrelation wie Abb.24.

25 a: Übertragung der beiden Konzentrationsbereiche (A und V) der Abb.25a sowie Abgrenzung der beiden entsprechenden Gruppen für die Literaturdaten: V' = Brixener, Cima d'Asta; A' = Adamello. Für den Rieserferner ergibt sich in dieser Abb. keine klare Zuordnung.

Nach TAYLOR (1965), der einen zusammenfassenden Überblick der bis dahin erschienenen Literatur gibt, sowie nach den Autoren, die in Kap. 3.4.1 bei der Abnahme des Zr während der Differentiation aufgeführt sind, steigt der K-Gehalt dagegen im Verlauf der Differentiation an. Zur Mobilität des K s. Kap.3.5.

Der K-Verteilungsplan (Abb.27) zeigt zu den Verteilungsplänen des Zr, Ti, Fe, Mg und Ca eine deutlich gegenläufige Tendenz. Mit fortschreitender Entfernung vom N-Rand steigt der K-Gehalt an. Entsprechend ist auch zwischen K und den genannten Elementen eine negative Korrelation vorhanden, wie sie, stellvertretend für diese Elemente, im Diagramm Zr - K (Abb.26) zum Ausdruck kommt. Die relativ weite Streuung ist auf die unterschiedlichen Einbaumöglichkeiten des K zurückzuführen. Der Korrelationskoeffizient der negativen Korrelation für Rensen, Winnetal und Altenberg ist mit -0.7068 signifikant, während dies für den Rieserferner ($r = -0.5401$, Mindestgröße von $r = 0.874$) nicht zutrifft.

3.4.7 Rubidium

Die im vorherigen Kapitel genannten K-Mineralen sind auch die Hauptträger des Rb-Gehaltes. Das Element Rb schließt sich wegen des geringen Unterschiedes im Ionenradius, der gleichen Elektronegativität und der großen Übereinstimmung im Ionisationspotential (Tab.7) eng an das Alkalimetall K an. Dies macht sich auch an dem Fehlen eigener Rb-Mineralen bemerkbar. Dagegen bedingt der etwas größere Ionenradius eine schwächere elektrostatische Bindungsenergie (Tab.7; s.a.NOCKOLDS, 1966) und dadurch eine Rb-Anreicherung in den K-Mineralen der Spätkristallisation.

Diese Beziehung zwischen K und Rb wird auch an den Durchschnittsgehalten des Rb für Ca-reiche Granite nach TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) sichtbar, die bei einem K_2O -Gehalt von 3.04% 110 ppm Rb angeben, während sie für Ca-arme Granite bei einem K_2O -Gehalt von 5.06% 170 ppm Rb angeben (Tab.5).

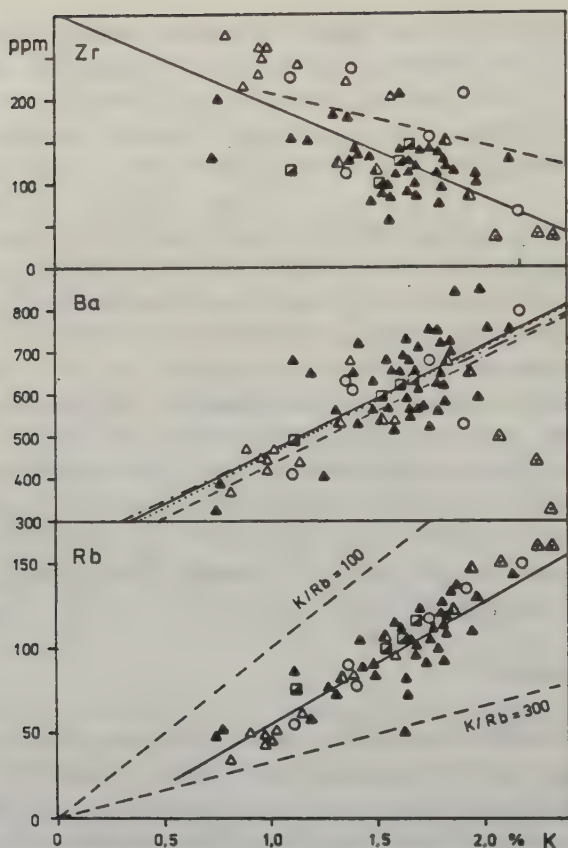


Abb. 26: Variationsdiagramme von Zr, Ba, Rb gegen K. Gesteins-symbole wie Abb.18. Die jeweiligen signifikanten Korrelationen wurden rechnerisch ermittelt.

- Zr - K: — Negative Korrelation für Rensen mit Ganggefolge, Winnetal, Altenberg (n=65). - - - - Negative Korrelation für Rieserferner (n=7).
- Ba - K: Positive Korrelation für: — Rensen ohne Ganggefolge (n=54), ··· Winnetal (n=4), --- Altenberg (n=4), - - - Rieserferner (n=7), s.a.Tab.8.
- Rb - K: — Positive Korrelation für Rensen mit Ganggefolge (n=54). Die Werte liegen zwischen den K/Rb-Verhältnissen 100 und 300.

Aus dieser Abb. wird das gleichsinnige Verhalten von Ba und Rb dem K gegenüber deutlich. Dagegen nimmt bei zunehmendem K-Gehalt der Zr-Gehalt ab.

Die enge geochemische Kohärenz wird auch aus der Übereinstimmung der Verteilungspläne für K (Abb.27) und Rb (Abb.28) ersichtlich, die im allgemeinen recht gut ist. Ferner zeigt sie sich in der deutlich ausgeprägten positiven Korrelation des Rb - K-Diagrammes (Abb.26). Die Hauptachse dieses Konzentrationsfeldes entspricht nicht, wie in früheren Arbeiten von AHRENS et al. (1952), NOCKOLDS & ALLEN (1954), TAYLOR et al. (1956), HORSTMANN (1957), KOGARKAO (1959) u.a. angenommen wurde, einer Geraden um den Mittelwert von $K/Rb = 240$, sondern liegt zwischen den Isomeren (Linien gleicher Konzentrationsverhältnisse, JANDA et al., 1965) der K/Rb -Relationen 100-300. SCHROLL & GROHMANN (1966) nennen für dieses Feld Werte von 100-500 K/Rb .

Von besonderem Interesse ist der K/Rb -Wert der Granite. Autoren wie AHRENS et al. (1952), NOCKOLDS & ALLEN (1954), TAYLOR et al. (1956), KOGARKO (1959), SEN et al. (1959) und SCHROLL & GROHMANN (1966) weisen nach, daß sich das K/Rb -Verhältnis während der Differentiation eines Magmas verringert. Es ist also eine Abnahme des K/Rb -Verhältnisses bei zunehmender Fraktionierung festzustellen, was auf eine Anreicherung des Rb zurückzuführen ist. Granite mit einem niedrigen K/Rb -Verhältnis sind oft durch postmagmatische Ereignisse beeinflusst.

SHAW (1968) zeigt, daß für die Höhe des K/Rb -Verhältnisses vornehmlich Hornblende und Biotit verantwortlich sind. Durch Abtrennung oder Anreicherung dieser Minerale, durch partielle Schmelzen und Metasomatose, durch fluide oder hydrothermale Lösungen kann das K/Rb -Verhältnis sowohl in Restgesteinen als auch in den neugebildeten Gesteinen verändert werden. Fluide Phasen scheinen Rb bevorzugt anzureichern.

Die Abnahme des K/Rb -Verhältnisses während der Differentiation kommt in der rechnerisch ermittelten negativen Korrelation der Abb. 29 klar zum Ausdruck. Dabei sind ebenfalls wieder die Werte für den Winnetal und Altenberg miteinbezogen. Der Korrelationskoeffizient r beträgt -0.7382 und ist damit signifikant.

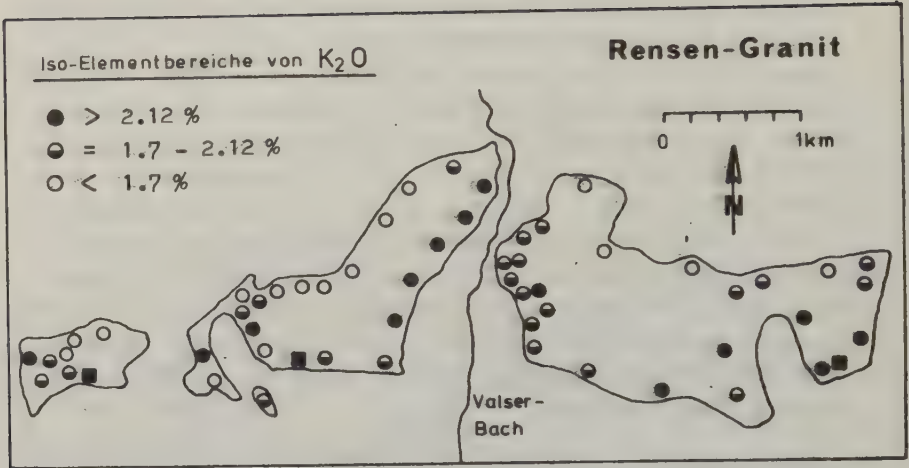


Abb. 27: K_2O - Verteilungsplan. Mit fortschreitender Entfernung vom N-Rand steigt der K-Gehalt gegen S zu an.

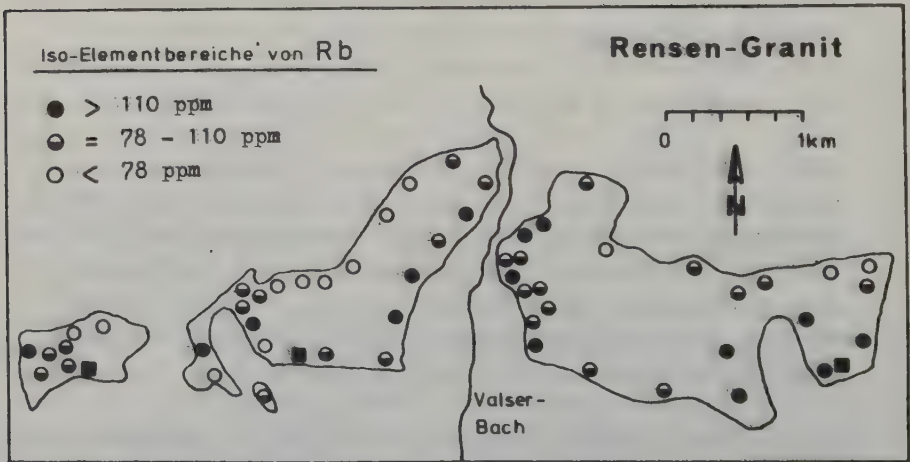


Abb. 28: Rb - Verteilungsplan. Auf Grund der engen geochemischen Kohärenz zwischen K und Rb ist eine gute Übereinstimmung der beiden Verteilungspläne ausgebildet.

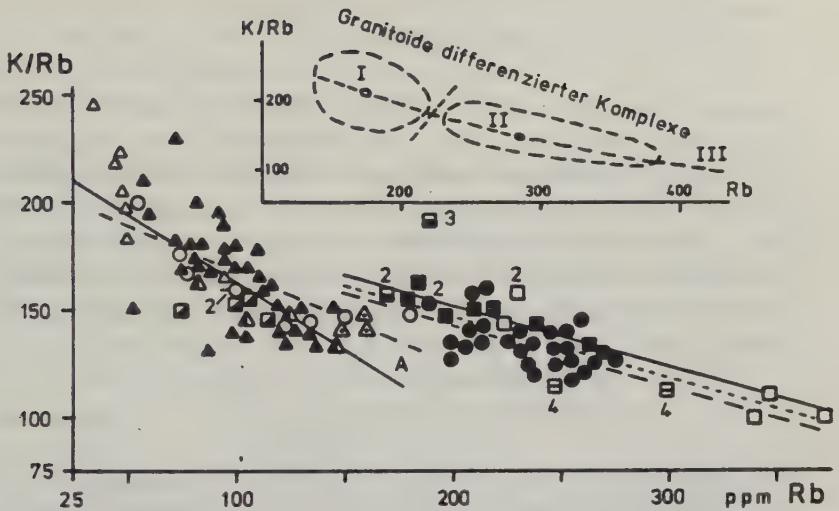


Abb. 29: Variationsdiagramme K/Rb - Rb.

Gesteinssymbole wie Abb.18 und 25. Die signifikanten negativen Korrelationen wurden rechnerisch ermittelt: A wie Abb.24. Ferner — Iffinger (n=7), - - Brixener (n=32), - - - Kreuzberg (n=4).

Wie in Abb.25 und später in Abb.32, 33, 36, 41, 42 ist die Abgrenzung der beiden Gruppen klar ausgeprägt. Mit fortschreitender Differentiation ist außerdem jeweils eine Abnahme des K/Rb-Verhältnisses innerhalb der beiden Gruppen (Rensen: Basischere Fazies → Hauptfazies → Gangfolge. Iffinger → Brixener → Kreuzberg) verbunden. S.a. Abb.30.

Entsprechendes wird auch aus dem Vergleichsdiagramm (STAVROV, 1966) deutlich: Abnahme des K/Rb-Verhältnisses von Granodioriten (I) zu Graniten (II) und Pegmatiten, albitisierten und vergreisten Graniten (III). Einige Literaturdaten ergeben eine Zuordnung zu den entsprechenden Gruppen.

Für den Rieserferner ist r mit -0.8331 nur für eine statistische Sicherheit von 95% signifikant.

Entsprechend finden HEIER & TAYLOR (1959) für die Verteilung des K/Rb Verhältnisses bei einem Profil des Fevig-Diapirgranits, einer südnorwegischen Granitintrusion, eine deutliche Abnahme des K/Rb Verhältnisses vom Rand (400 K/Rb) zum Zentrum (250 K/Rb). Auch für einen Granitpluton des Schwarzwaldes beschreiben HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN (1967) eine Abnahme dieses Verhältnisses vom Rand (195 K/Rb) zum Kern (147 K/Rb).

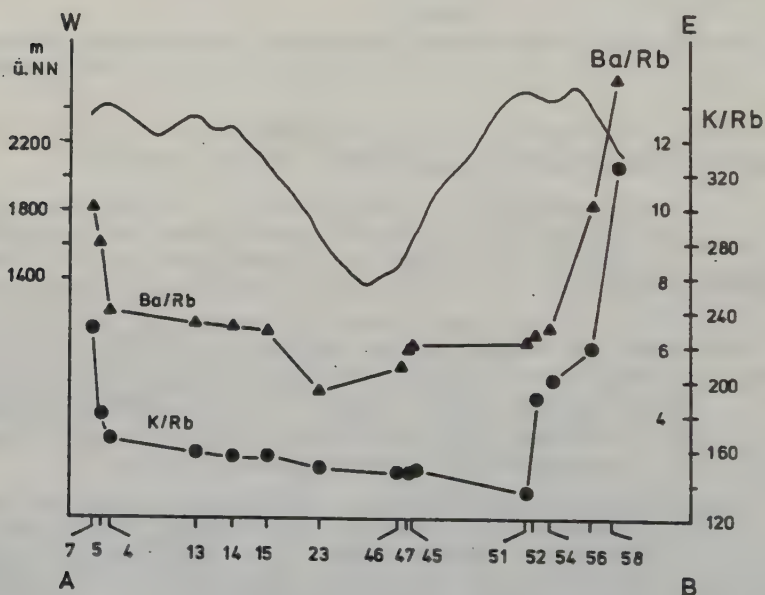


Abb. 30: Geochemisches W - E Profil durch das Rensen Massiv für Ba/Rb (▲) und K/Rb (●).

Anfangs- und Endpunkte des Profils (A-B) und Lage der einzelnen Probepunkte (Zahlen auf der Abszisse) s. Abb. 13, 14. Mit fortschreitender Differentiation ist eine Abnahme der Ba/Rb- und K/Rb-Verhältnisse von den Plutonrändern zum Plutonkern festzustellen.

Abb.30 zeigt ein W-E verlaufendes Profil durch das Rensen Massiv, in dem die Abnahme des K/Rb Verhältnisses vom Rand (325 K/Rb) zum Zentrum (136 K/Rb) und wieder Zunahme zum Rand (229 K/Rb) hin sichtbar wird.

Die Indikation des Differentiationsablaufes kann mit Hilfe des K/Rb-Verhältnisses jedoch nur dann vorgenommen werden, wenn die Mobilität des Rb durch postmagmatische Prozesse nicht modifiziert wurde. So zeigen BEUS & OYZERMANN (1965), daß durch Mikroklinisierung und Muskowitisierung bei postmagmatischen Prozessen eine ausgeprägte Rb-Anreicherung stattfindet, die zu einer Verflachung der Regressionsgeraden im Rb - K-Diagramm bis hin zu einer negativen Korrelation führt.

Auch TAYLOR et al. (1956) zeigen auf, daß die Granite von St.Austell (Cornwall), die wegen ihrer niedrigen K/Rb Verhältnisse (< 100) als Kristallite eines extrem differenzierten Magmas angesehen werden, bereits durch ihre petrographische Kennzeichnung auf postmagmatische Prozesse hinweisen.

Eine derartige Beeinflussung ist beim Rensen Pluton jedoch infolge der Beibehaltung der geochemischen Kohärenz metasomatisch mobiler Elementpaare, wie z.B. K/Rb, nicht der Fall. Dies wird aus der gleichbleibenden, deutlich positiven Korrelation im Rb - K-Diagramm (Abb. 26) ersichtlich, die nur mit einer sehr geringen Streuung der Konzentrationswerte verbunden ist. Der Wert des zugehörigen Korrelationskoeffizienten für den Rensen Pluton mit Gangfolge beträgt 0.8979 und ist damit signifikant.

3.4.8 Barium

Nach VINOGRADOV (1962) beträgt der Durchschnittsgehalt für granitische Gesteine 830 ppm Ba, nach TAYLOR (1964) 600 ppm Ba (Tab.5). Damit gehört Ba zu den Spurenelementen mit den höchsten Konzentrationen. Mit einem Ionenradius von $1.34 \text{ \AA}$ vertritt es vorzugsweise das Element K ($1.33 \text{ \AA}$), untergeordnet Ca ($0.99 \text{ \AA}$). Dementsprechend wird Ba in erster Linie in die beiden

Hauptminerale Kalifeldspat (0.08-0.6% Ba) und Biotit (ca. 0.2% Ba) eingebaut (EMMERMANN, 1968; DRIESSE, 1972). Nach NOCKOLDS & MITCHELL (1948), HAHN-WEINHEIMER & RASCHKA (1971) und DRIESSE (1972) tritt Ba eher in den Kalifeldspat als in den Biotit ein, so daß die Einbaurate in diesen Mineralen im Durchschnitt 2 : 1 beträgt.

Nach GOLDSCHMIDT (1954) sind bei der fraktionierten Kristallisation niedrige Ba-Gehalte in den Frühdifferentiaten zu erwarten, da diese K-arm sind. Infolge des größeren Ionisationspotentials (Tab.7) und des größeren elektrischen Feldes geht Ba dann vorzugsweise in die frühgebildeten Kalifeldspäte ("Abfangen" im Sinne von GOLDSCHMIDT, 1937). Nach Einbau von weiterem Ba in die später kristallisierten Kalifeldspäte ist die Restschmelze, auch bei noch vorhandenem K, arm an Ba. Diese Abnahme der Ba-Konzentration wird von HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN (1967) und EMMERMANN (1968) an den Massiven des Malsburg und Albtal Granits belegt.

Eine entsprechende Beobachtung machte OFTEDAHL (1958) an einer magmatischen Gesteinsserie aus dem Oslogebiet und auch KOLBE & TAYLOR (1966) belegen die Tendenz des Ba an südafrikanischen und australischen Granitoiden.

TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) geben für die Ca-reichen Granite niedrigere Ba-Gehalte (420 ppm Ba) als für die Ca-armen Granite an. EIDAM & SEIM (1971) meinen jedoch dazu, daß dies durch die Berücksichtigung metasomatisch veränderter Granite bei der Mittelwertbildung bedingt sein könne. So zeigt EMMERMANN (1967), daß das Ba in den endometasomatisch gebildeten K (Na)-Feldspat-Großkristallen des Albtal Granits im Vergleich mit den Kalifeldspäten der Matrix um das Fünffache angereichert ist.

Im Rensen Pluton ist eine relativ schwach ausgebildete positive Korrelation zwischen Ba und K (Abb.26) vorhanden. Bei der Streuung dieser Korrelation ist die Einbaumöglichkeit des Ba in Biotit und Kalifeldspat zu berücksichtigen. Da aber der Biotit im

Gegensatz zum Kalifeldspat auch ein Mineral der Frühkristallisation ist, entsteht durch das Auftreten des Ba in verschiedenen Mineralphasen ein Überlagerungseffekt. Auffällig sind die niedrigen Ba-Gehalte des Ganggefolges im Rensen Massiv. Dies steht in Übereinstimmung mit den o.g. Ausführungen GOLDSCHMIDT's (1954), daß in ausgesprochenen Restkristallisationen trotz noch vorhandenen K die Gehalte an Ba gering sind.

So zeigen auch NOCKOLDS & ALLEN (1953) ein plötzliches Absinken des Ba-Gehaltes bei hoch differenzierten Endprodukten für die kalkalkalischen Serien der East Central Sierra Nevada und für die Schottischen Kaledoniden.

Auf Grund der geschilderten Komplexität wird an diesem Verhältnis die Beziehung zwischen den vier benachbarten Intrusionen als Beispiel für die anderen Elemente etwas detaillierter dargestellt. Im Ba - K-Diagramm (Abb.26) sind die Regressionsgeraden der vier Massive eingezeichnet. Aus diesem Diagramm und Tab.8 mit den entsprechenden Parametern wird ersichtlich, daß die einzelnen Korrelationen sehr eng beieinander liegen und in Abb.26 graphisch nur schwer zu trennen sind.

	n	x_1	y_1	x_2	y_2	r	r_M
a) Rensen (ohne Ganggefolge)	54	0.5	343	2.0	712	0.696	0.354
b) Winnetal	4	0.5	334	2.0	710	0.999	0.990
c) Altenberg	4	0.5	307	2.0	683	0.919	0.990
d) Rieserferner	7	0.5	345	2.0	696	0.844	0.874
d) a + b + c	62	0.5	343	2.0	709	0.705	0.325
e) a + b + c + d	69	0.5	346	2.0	706	0.734	0.325

Tab. 8: Statistische Parameter für die Beziehung Ba - K (Abb.26)

n = Anzahl der Merkmalspaare. x_1, y_1, x_2, y_2 = je zwei Koordinaten für die zugehörigen Korrelationsgeraden.
r = Korrelationskoeffizient. r_M = Mindestgröße von r, die bei einer vorgegebenen statistischen Sicherheit von 99% signifikant ist (SCHROLL, 1975, S.285).

Die Überprüfung der Korrelationskoeffizienten (Tab.8) ergibt für den Altenberg keinen signifikanten Wert, was auf Grund der geringen Probenzahl nicht überraschend ist. Für den Rieserferner ist r nur bei einer statistischen Sicherheit von 95% signifikant.

Aus der engen Beziehung zwischen den einzelnen Regressionsgeraden wird das einheitliche Verhalten des Ba in diesen drei Massiven ersichtlich: Mit einem Anstieg des K im Verlauf der Kristallisation ist auch ein Anstieg des Ba verbunden.

Entsprechend den o.g. Angaben zeigt der Ba-Verteilungsplan (Abb.31) eine relativ schlechte Übereinstimmung mit dem des K, auch wenn die gleiche Grundtendenz erkennbar ist. Beim Gangfolge sind die niedrigen Ba-Werte, wie oben erwähnt und aus Abb.26 ersichtlich, zu berücksichtigen.

Wie schon erwähnt, wird Rb verstärkt in spätgebildete Kalifeldspäte eingebaut. Da das Ba aber bevorzugt in den frühgebildeten Kalifeldspäten angereichert wird, verhalten sich diese beiden Elemente während ihrer Bildung geochemisch gegenläufig. Bei steigendem Differentiationsgrad nimmt daher das Ba/Rb-Verhältnis ab, wie es aus dem Diagramm Ba/Rb - Rb (Abb.32) mit seiner negativen Korrelation hervorgeht. Der Wert r beträgt bei Berücksichtigung aller Merkmalspaare ($n = 65$ wie in Abb.18) -0.834 .

Das Ba/Rb Verhältnis kann daher als ein Indiz für Differentiationsvorgänge verwendet werden. Dementsprechend erfolgt bei einer E-W verlaufenden Profildarstellung durch das Rensen Massiv (Abb.30) eine Abnahme des Ba/Rb Verhältnisses vom Rand (13.8) zum Plutonkern (4.7) und wieder ein Anstieg zum Rand (10.1) hin. Dies haben auch HAHN-WEINHEIMER & ACKERMANN (1967) bei einem Granitpluton des Schwarzwaldes beschrieben. Sie fanden eine Verringerung des Ba/Rb Verhältnisses von 8.7 am Rand zu 2.8 im Kern.

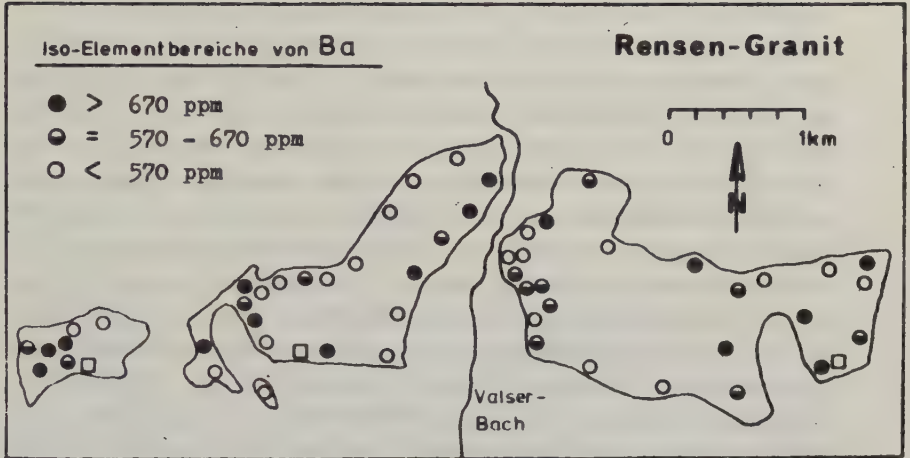


Abb. 31: Ba - Verteilungsplan. Auf Grund der o.g. komplexen Einbaumöglichkeiten des Ba im Verlauf der Differentiation ist keine klar erkennbare Verteilungstendenz vorhanden.

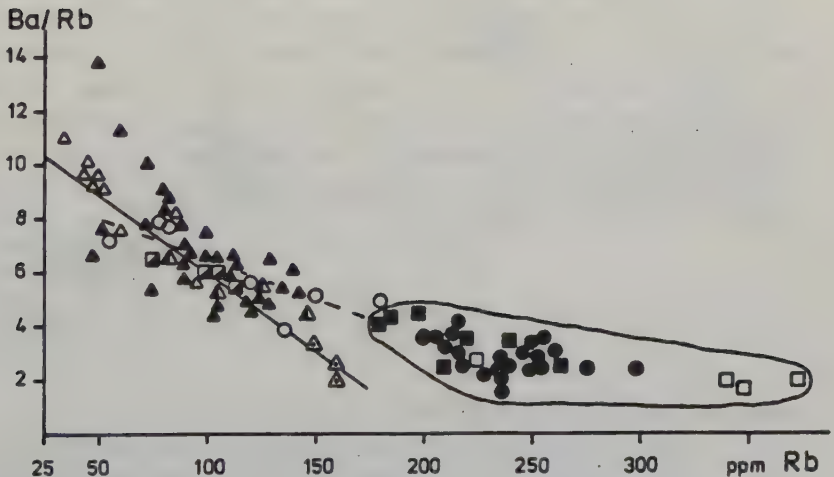


Abb 32: Variationsdiagramm Ba/Rb - Rb. Gesteinssymbole wie Abb. 18 und 25. Rechnerisch ermittelte negative, signifikante Korrelationen wie Abb.24 (S.). Wie in Abb.30 wird auch hier die Abnahme, diesmal des Ba/Rb-Verhältnisses, mit fortschreitender Differentiation deutlich. Eine Unterteilung in die beiden Gruppen ist möglich.

EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) verwenden das Konzentrationsdreieck Rb - Ba - Sr (Abb.33) zur Charakterisierung von Differentiationstrends saurer Granitoide. Darüber hinaus versuchen sie damit die Lösung genetischer Probleme, die Unterscheidung magmatischer, metasomatisch beeinflusster oder vergreister Granite. Diese ternäre Korrelation sei auf Grund der engen gegenseitigen Beziehungen der drei Elemente geeigneter als die jeweiligen binären Korrelationen. Ihr Differentiationstrend ist von zwei Faktoren geprägt: In der Abfolge Diorit $\rightarrow$ Quarzdiorit - Granodiorit $\rightarrow$ Normalgranit ist das Ba/Sr Verhältnis der bestimmende Faktor, der mit fortschreitender Differentiation zunimmt. In der Abfolge Normalgranit $\rightarrow$ hochdifferenzierter Granit ist es das Ba/Rb Verhältnis, das eine deutliche Abnahme zeigt. Entsprechend verläuft der Differentiationstrend von der Sr-Ecke zur Ba-Ecke und weiter zur Rb-Spitze.

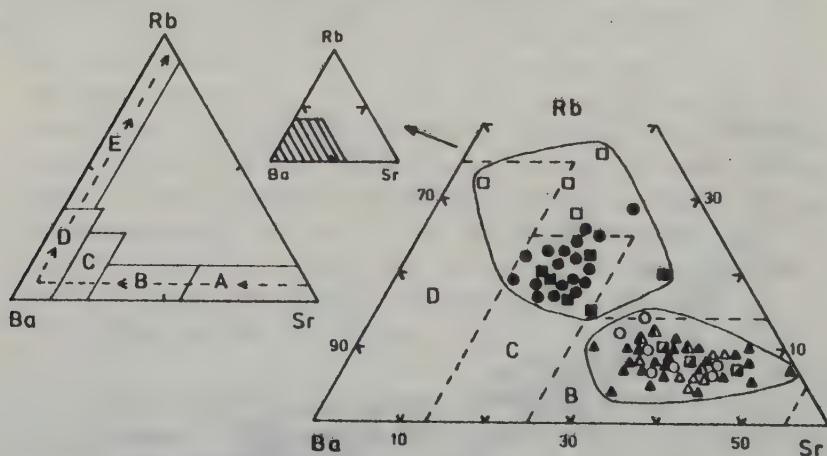


Abb. 33: Konzentrationsdreiecke Rb - Ba - Sr.

Links: Dreieck nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) mit dem Differentiationstrend (--->) und den Bereichen A = Diorite, B = Quarz- und Granodiorite, C = Anomale Granite, D = Normale Granite, E = Hochdifferenzierte Granite. Rechts: Gesteinssymbole wie Abb.18 und 25 mit eingetragenen Bereichen des linken Dreieckes.

Das Verbreitungsfeld des Rensen Plutons, des Winnetal, Altenberg und Rieserferner fällt in den Bereich der Quarz- und Granodiorite nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) (Abb.33), der mit den Werten der Ca-reichen Granite von TUREKIAN & WEDEPOHL (1961) gebildet wurde. Dies stimmt mit den genannten geochemischen Charakteristika überein: Etwa gleich hohen Gehalten an Ba und Sr (der auf 100% umgerechneten Werte) stehen niedrige Rb-Gehalte gegenüber. Außerdem tritt ein Anwachsen des Ba gegenüber dem Sr auf, woraus eine Zunahme des Ba/Sr Verhältnisses resultiert. Innerhalb des Rensen ist aber auch noch die o.g. Abnahme des Ba/Rb Verhältnisses vorhanden.

3.4.9 Silizium

Das Element Si reichert sich im Verlauf einer magmatischen Differentiation durch Zunahme von Quarz und Kalifeldspat an. Im Rensengranit weist Si zwar mit 30% das niedrigste Konzentrationsgefälle aller untersuchten Elemente auf, es konnte aber auf Grund der geringsten lokalen Inhomogenität von 1.4% in 3 Isoelementbereiche unterteilt werden. Der Si-Verteilungsplan (Abb.34) stimmt im allgemeinen mit den Verteilungsplänen für K und Rb überein, während er zu den Verteilungsplänen der Elemente Zr, Ti, Fe, Mg und Ca entgegengesetzt verläuft. Dies kommt auch in der deutlich ausgeprägten negativen Korrelation TiO_2 - SiO_2 (Abb.35) zum Ausdruck.

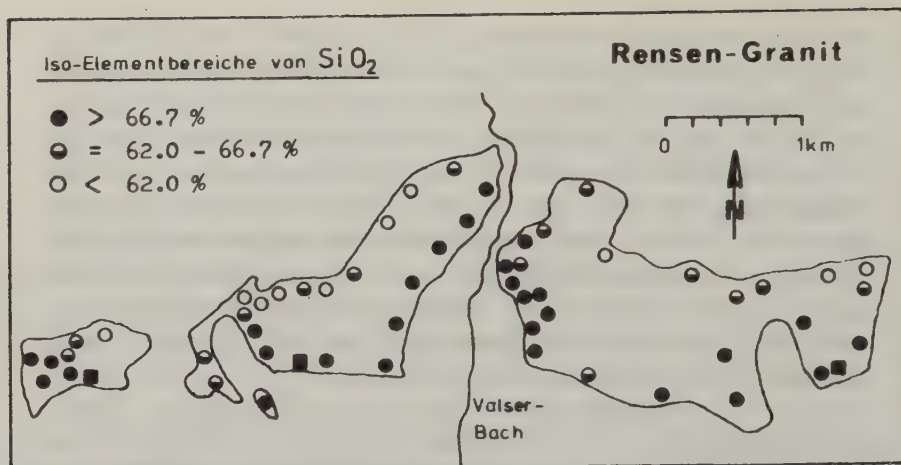


Abb. 34: SiO_2 - Verteilungsplan. Die hohen SiO_2 -Gehalte sind am S-Rand und im Plutonkern angereichert, während sie gegen N zu abnehmen. Dabei ist das niedrige Konzentrationsgefälle zu berücksichtigen.

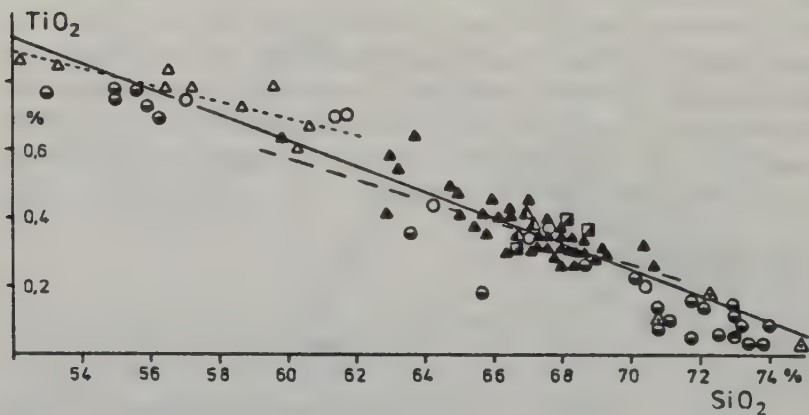


Abb. 35: Variationsdiagramm TiO_2 für das Rensen Massiv.

Gesteinssymbole wie Abb.18. Die negativen, signifikanten Korrelationen wurden rechnerisch ermittelt:----- Basischere Fazies, — — Hauptfazies, — Summe der o.g. Gruppen. Bei abnehmendem SiO_2 -Gehalt steigt der TiO_2 -Gehalt sowohl in der Haupt- als auch in der basischere Fazies gleichmäßig an. Es ist also kein überproportionaler Anstieg des TiO_2 vorhanden, wie er bei Assimilation von Nebengestein auftreten würde.

3.5. Der chemische Bauplan des Rensen Pluton

Nach den geochemischen Untersuchungen weisen die Elemente Si, Ti, Fe, Mg, Ca, K, Rb, Zr, Sr, Ba ein gerichtetes Konzentrationsgefälle auf. Da die lokale Inhomogenität gering ist, können neben den Spurenelementen auch die ö.g. Haupt- und Nebenelemente als Leitelemente zur Untergliederung des Rensen Plutons in Isoelementbereiche herangezogen werden.

3.5.1 Einfluß sekundärer Stoffverschiebungen

Vor einer Diskussion der Analysendaten muß ein möglicher Einfluß sekundärer metasomatischer Stoffverschiebungen auf den ursprünglichen Chemismus untersucht werden. Dafür können die Elementverteilungspläne als Kriterien verwendet werden. Der Verlauf und die Richtung des Konzentrationsgefälles können z.T. auf Grund kristallphysikalischer Regeln vorhergesagt werden. Metasomatische Einflüsse würden sich dagegen in unregelmäßigen Elementverteilungen und nicht-kongruenten Verteilungsplänen auf Grund der unterschiedlichen geochemischen Mobilität der einzelnen Elemente bemerkbar machen.

Die Alkalien, die zu den mobilsten Elementen zählen, gelten als charakteristische Indikatoren bei Stoffhaushaltsuntersuchungen (MEHNERT, 1960 a, b). Daher ist andererseits das Verhalten von K und Na besonders gut zur Erkennung metasomatischer Stoffverschiebungen geeignet.

Entsprechende genetische Aussagen aus dem heute vorliegenden Verteilungsplan des K sind jedoch nur im Vergleich mit Verteilungsplänen sinnvoll, die sich auch gegenüber postmagmatisch-metasomatischen Einwirkungen und exogenen Einflüssen als resistent erweisen. Dies gilt insbesondere für Zr und Ti, die in den Granitoiden der Kalkalkalireihe nur bei extremen Albitisierungsvorgängen mobilisiert werden können.

Der K-Verteilungsplan fügt sich in den chemischen Gesamtbauplan des Rensen Plutons ein. Die K-Gehalte steigen mit wachsen-

dem Si- und Rb-Gehalt an, bzw. verringern sich entsprechend bei Zunahme der Zr- und Ti-Konzentrationen. Zu einer weiteren möglichen Beeinflussung des K und des Rb s.a. Kap.3.4.7.

Na, das vorwiegend an die Plagioklase sowie zu einem geringen Teil auch an den Kalifeldspat gebunden ist, weist von den untersuchten Elementen einen relativ geringen Streubereich auf. Da außerdem die lokale Inhomogenität mit 10.1% hoch ist, ergab eine trotzdem vorgenommene Einteilung in Isoelementbereiche kein gerichtetes Konzentrationsgefälle. Eine Abhängigkeit der Na-Gehalte von der geologischen Position der Probepunkte ist also nicht festzustellen. Dies ist vermutlich durch die Überlagerung zweier petrologisch entgegengesetzter Vorgänge zu erklären.

Die frühen Ausscheidungen eines granitischen Magmas enthalten im allgemeinen einen höheren Plagioklasanteil, verbunden mit geringeren Albitanteilen, als die sauren Restdifferentiate (REIN, 1961). Dementsprechend treten die hohen Ca-Gehalte in der basischeren Fazies auf (Abb.18). Dagegen sind die Na-Gehalte in den spätgebildeten Plagioklasen höher als in den frühgebildeten (BOLBACH, 1963), wie dies auch im petrographischen Teil dargelegt wurde.

Das Diagramm K_2O-Na_2O (Abb.36 b) zeigt keine klar erkennbare geochemische Beziehung zwischen den Na- und K-Gehalten. Eine Überprüfung des Korrelationskoeffizienten r für den Rensen ergab einen Wert von 0.2662 und damit, trotz der hohen Zahl der Merkmalspaare ($n = 54$), keine Signifikanz (Mindestgröße von $r = 0.3540$). Auch bei einer Verringerung der vorgegebenen statistischen Sicherheit auf 95% ist noch keine Signifikanz vorhanden (Mindestgröße von $r = 0.2730$). Dies bedeutet mit anderen Worten, daß das Element Na so verteilt ist, wie es bei einer ungestört verlaufenden magmatischen Differentiation zu erwarten ist. Daher darf daraus gefolgert werden, daß der Rensen Pluton metasomatisch nicht wesentlich beeinflußt wurde, sondern in seiner primären Zusammensetzung vorliegt.

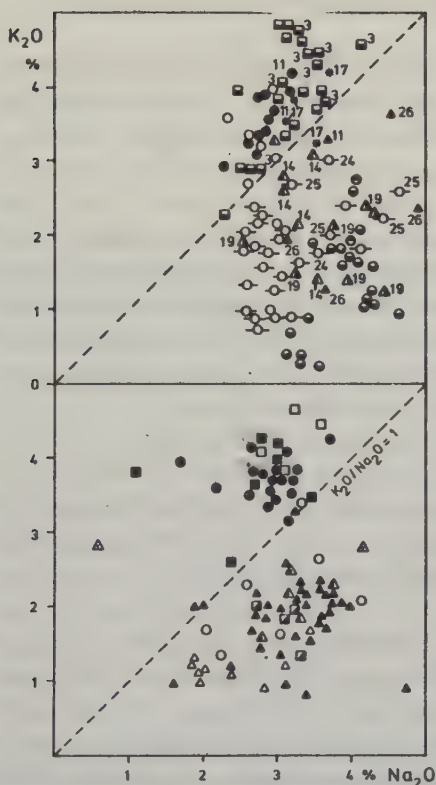


Abb. 36 a: Literaturdaten.

Gesteinssymbole wie Abb.18 ohne Nr.: ZIRPOLI (1968), SCOLARI & ZIRPOLI (1972), wie Abb.25 ohne Nr.: GUNDLACH et al. (1967). Ferner:

- 2 GROHMANN (1965)
- 3 HÖRMANN & MORTEANI (1976)
- 4 HEMMERICH (1976)
- 10 FAVRETTO et al. (1961)
- 11 MORGANTE (1974)
- 14 ZIRPOLI (1969)
- 15 MORGANTE (1940)
- 16 ANDREATTA (1937)
- 17 OGNIBEN (1952)
- 18 BIANCHI et al. (1937)
- 19 FANINGER (1970)
- 20 BIANCHI et al. (1970)
- 21 MERLIN et al. (1955)
- 22 ZANETTIN (1956)
- 23 MERLIN (1945)
- 24 CEVALES (1952)
- 25 COLBERTALDO (1942)
- 26 HRADIL (1912)

Abb. 36 b: Eigene Daten.

Gesteinssymbole wie Abb.18 und 25..

Abb. 36 a,b: Variationsdiagramme $K_2O - Na_2O$.

Eine Abgrenzung der beiden Gruppen ist mit dem K_2O/Na_2O -Verhältnis möglich. Die untersuchten variszischen Intrusiva haben ein K_2O/Na_2O -Verhältnis > 1 , bei den im Altkristallin gelegenen Intrusiva ist dieser Wert < 1 . In dieses Bild fügen sich, bis auf den Rieserferner, auch die Literaturdaten ein. Die Werte des Rieserferner streuen auch in den Bereich $K_2O/Na_2O > 1$.

3.5.2 Die Verteilungspläne der einzelnen Elemente.

Die Verteilungspläne der Isoelementbereiche für die verwendeten Leitelemente können auf zwei Grundverteilungspläne zurückgeführt werden, die genau entgegengesetzt zueinander gerichtet sind:

- A) Die Elemente Zr, Ti, Fe, Ca und Mg sind besonders am N- und NW-Rand des Rensen Plutons in einer basischeren Randzone angereichert. In südlicher Richtung auf den Plutonkern zu sowie am S-Rand des Massivs legen sich Isoelementbereiche mit geringeren Werten an. Das Verteilungsschema der Elemente des Melanosoms bzw. der Frühkristallisation ist durch ein nach S gerichtetes Konzentrationsgefälle charakterisiert.
- B) Dagegen nehmen die K-, Rb-, Si-, Sr- und Ba-Gehalte von S nach N hin ab. Die Verteilungspläne der Elemente des Leukosoms bzw. der Spätkristallisation sind durch ein Konzentrationsminimum im N- und NW-Teil des Plutons gekennzeichnet.

Es zeigt sich also, daß das Konzentrationsgefälle der Leitelemente im Rensen Massiv aus zwei Komponenten zusammengesetzt ist: Hohen Konzentrationen von Zr, Ti, Fe, Mg und Ca auf der N- und NW-Seite stehen geringe Elementgehalte von K, Rb, Si, Sr und Ba gegenüber. Den Abb. 18 und 26 ist zu entnehmen, daß im Rensen Massiv diese Elemente innerhalb einer Gruppe statistisch einen gleichsinnigen Konzentrationsverlauf besitzen. Am Beispiel TiO_2 - SiO_2 (Abb.35) wird das gegenläufige Verhalten dieser beiden Gruppen verdeutlicht. Je höher der SiO_2 -Gehalt des Granits ansteigt, desto geringer wird sein TiO_2 -Gehalt und umgekehrt.

Nach RANKAMA (1946), GROHMANN & SCHROLL (1966) u.a. werden die Elemente der Gruppe A, neben einigen anderen, als basaltophil bzw. granitophob bezeichnet. Sie nehmen in ihrer Konzentration auf Grund der zunehmenden Immobilität bei fallender Temperatur der Schmelze zwangsläufig in jüngeren Kristallisaten ab, sei es bei Prozessen der Kristallisationsdifferentiation durch Abkühlung des Magmas oder auch bei anatektischen Vorgängen bei der Aufwärmung bereits erstarrter Krustenteile, soweit nicht beson-

dere Bedingungen des geochemischen Milieus wirksam werden.

Die Elemente der Gruppe B werden als granitophil bezeichnet, da sie auf Grund ihrer Mobilität in tieftemperierten Schmelzen oder auch in der magmatischen Gasphase und bei hydrothermalen Lösungs-umsätzen eine Konzentrationszunahme zeigen.

Dies bedeutet, daß die im Rensen Massiv beobachteten Konzentrationsbeziehungen und Häufigkeitsverteilungen für magmatisch differenzierte Granite charakteristisch sind. Die gesetzmäßig Elementverteilung im Rensen ist daher durch magmatische Kristallisationsdifferentiation entstanden.

3.5.3 Entstehungsmöglichkeiten der basischeren Fazies.

Es liegt nahe, diese Elementverteilungspläne mit dem Modalbestand des Rensen Plutons in Zusammenhang zu bringen, um über den Verlauf der Differentiation auch eine qualitative Aussage zu machen. An den sauren Plutonkern, der im mittleren Bereich und am S-Kontakt angeschnitten wird, legt sich nordwärts eine basischere Zone mit hohen Hornblendegehalten, etwas erhöhten Biotitgehalten sowie abnehmenden Volumenanteilen von Quarz und Kalifeldspat an. Der Plagioklas nimmt zu und/oder wird An-reicher. Der nördliche und nordwestliche Randsaum unterscheidet sich also in seiner petrographischen Zusammensetzung deutlich von den südlich anschließenden Aufschlüssen. Der Plutonkörper besitzt demnach keinen schalenförmigen Bau, sondern ist asymmetrisch gebaut, soweit dies der heutige Anschnitt erkennen läßt.

Für die Entstehung der "basischeren Fazies" im N und NW gibt es zwei klassische Erklärungen:

- 1) Absonderung auf Grund fraktionierter Kristallisation während der magmatischen Differentiation.

Die vorhandenen Kontakte sind als Intrusivkontakte ausgebildet. Damit liegt, neben anderen Kriterien, eine Granitintrusion vor, die in ein etwas höheres Stockwerk erfolgte. Infolge der ge-

ringen Intrusionsmasse ist nur eine relativ schwache chemische Wechselwirkung zwischen dem Magma und seinem Gneisrahmen zu erwarten, wie sie sich auch im Gelände darstellt. Daher würde ein gerichtetes Konzentrationsgefälle als Folge einer magmatischen Differentiation resultieren.

2) Assimilation von Nebengesteinsmaterial.

Schollenmigmatitische und arteritische Kontaktphänomene, die vor allem am S- und W-Rand zu beobachten sind, sprechen für einen gewissen Anteil eines Assimilationsprozesses. Bei einer Assimilation in situ wäre jedoch sowohl im N- als auch im S-Bereich das Vorhandensein der basischeren Fazies zu erwarten, zumal der Gesteinsbestand des nördlichen und südlichen Gneisrahmen im wesentlichen gleich ist. Nach HOENES (1951), EMMERMANN (1967) und EIDAM & SEIM (1971) erfolgt bei Assimilation ein überproportionaler Anstieg der Gehalte an femischen Elementen (Fe, Ti u.a.) mit großer Streuung. Dies ist jedoch für den Rensen nicht der Fall, wie aus dem Diagramm $TiO_2 - SiO_2$ (Abb.35) hervorgeht. Die signifikanten negativen Korrelationen für die Normalfazies ohne Gangfolge ($r = -0.7671$), für die basischere Fazies ($r = -0.8518$) sowie für die Korrelation der Gesamtwerte ($r = -0.9408$) wurden rechnerisch ermittelt. Der ebenfalls errechnete Winkel der Steigung der Regressionsgeraden der basischeren Fazies ($\tan \alpha = 13^\circ$) ergibt einen etwas niedrigeren Wert als der für die Normalfazies ($\tan \alpha = 16^\circ$). Dies bedeutet, daß für die basischere Fazies kein überproportionaler Ti-Anstieg eintritt. Somit weisen die beiden Korrelationsgeraden keinen nach oben gerichteten Knick auf, sondern nehmen einen ungestörten Verlauf. Dies wäre aber bei einer Beeinflussung durch Assimilationsvorgänge nicht der Fall.

Als Erklärung für die basischere Fazies wird daher im wesentlichen eine Entstehung infolge magmatischer Differentiation angenommen.

3.6 Differentiation und Platznahme des Rensen Plutons

Die Richtung des Differentiationstrends in einem Pluton kann gut festgelegt werden, wenn das Magma in einem Akt intrudierte und anschließend ohne weitere Zufuhr erstarrte (LECHNER & HAHN-WEINHEIMER, 1974). VANCE (1961) zeigt als Modell dafür, daß am Intrusionsort entsprechend dem Temperaturgefälle eine Kristallisationsdifferentiation von den Rändern aus beginnt. Eine Anreicherung der fluiden Phasen mit den Alkalien und der Kieselsäure findet im Kern statt, soweit nicht tektonische Vorgänge eine Abtrennung bewirkten. Bei dieser Art der Platznahme würde sich also eine konzentrische Elementverteilung ergeben.

Es ist aber auch möglich, daß die Differentiation eines Magmas bereits während des Aufstiegs, also vor und im Verlauf der Platznahme stattgefunden hat. Nach DÖPEL (1966) und LECHNER & HAHN-WEINHEIMER (1974) weisen daher lokal oder regional gerichtete, einseitige Konzentrationsgefälle darauf hin, daß die Differentiation nicht am Intrusionsort stattgefunden hat. Dies soll vornehmlich bei flachen, plattenförmigen Plutonen oder bei Lakkolithen der Fall sein.

Die Anlage und räumliche Anordnung der Elementverteilungspläne im Rensen Massiv deuten daher auf die letztgenannte Möglichkeit hin. Das Magma dürfte bereits in tonalitische und granodioritische Partien vordifferenziert gewesen sein. Die vorherrschende Verteilung der basischeren Randzone im N und NW spricht dafür, daß die Intrusion der Schmelze relativ steil auf den als Schwächezonen vorgezeichneten s-Flächen-Parallelgefüge der Alten Gneise erfolgte, so daß sich das schwerere Differentiat rückgratartig in der steileren N-Flanke angereichert hat. Die Intrusion setzte sich dann unter gleichzeitig ablaufender Kristallisation in den flacher einfallenden Teil nach S fort, so daß die frühesten Ausscheidungen vornehmlich in den südlichen Bereichen zu finden sind.

Das Auftreten der Aplit- und Lamprophyr-Gänge am Ochsenprung würde sich mit frühzeitig abgelaufenen Differentiationsprozessen bei der Intrusion des Rensen Massivs in Zusammenhang bringen lassen.

3.7 Die Beziehungen der im Altkristallin auftretenden Intrusiva

Die geochemischen Daten des Altenberg, Winnetal und Rieserferner wurden in die Variationsdiagramme (Abb.18,24,25,26,29,32,35,36, 41,42) und Konzentrationsdreiecke (Abb.16,33) miteinbezogen, die für das Rensen Massiv und z.T. auch für die variszischen Plutone (Brixener, Iffinger, Kreuzberg) erstellt wurden.

Dabei zeigt sich für alle untersuchten Elemente einschließlich ihrer verwendeten Verhältniszahlen eine klare Zuordnung des Altenberg und Winnetal zur Hauptfazies des Rensen. Auch der Rieserferner weist diese Zuordnung zu den Werten des Rensen Massivs auf, jedoch erstreckt sie sich infolge seiner größeren petrographischen und geochemischen Variationsbreite auch auf die basischere Fazies des Rensen Plutons.

Da mit Hilfe von Zr/Ti-Differentiationstrends u.U. genetische Aussagen möglich sind, wurde diese Beziehung ausführlicher untersucht (s.a.Kap.3.4.1 und 3.4.2). Die Steigung der Zr/Ti-Korrelationsgeraden (s.a.Abb.18,38) wurde für die einzelnen Intrusiva rechnerisch ermittelt. Dieser Koeffizient ergibt für b als Neigung der Geraden, die durch $\tan \alpha$ dargestellt wird (s.a.Kap.3.2.5), folgende Werte: Rensen mit Gangfolge 16° , Winnetal 16° , Altenberg 18° , Rieserferner 16° , Summe dieser 4 Intrusiva 16° . Die gleiche Steigung dieser Korrelationsgeraden deutet auf ein konstantes Zr/Ti-Verhältnis hin, auch wenn die p-t-Bedingungen gewechselt haben sollten.

Um zu prüfen, ob für granitoide Gesteine nicht insgesamt gleiche Steigungswinkel für diese Geraden vorliegen, wurden die Zr/Ti-Werte verschiedener Autoren herangezogen. Bei einer Winkelkonkordanz wären Differenzierungen dieser Gesteine oder Hinweise auf ein eventuell gemeinsames Ausgangsmagma nicht möglich gewesen. Unter Berücksichtigung eines einheitlichen Maßstabes (wie Abb.18) ergaben sich für zeitlich verschiedene Granite folgende Winkelwerte (sie wurden nur graphisch ermittelt und weisen daher nicht die gleiche Genauigkeit wie die rechnerisch ermittelten Werte auf):

Südschwarzwald (Malsburg)	ACKERMANN,	(1967)	33°
" (St.Blasien)	EMMERMANN,	(1970)	30°
" (Klemmbach u.a.)	EMMERMANN,	(1972)	38°
" (Hammereisenbach u.a.)	DRIESSLE,	(1972)	50°
Harz (Ramberg)	EIDAM & SEIM,	(1971)	53°
Oberpfalz (Leuchtenberg u.a.)	MADEL,	(1968)	44°
Granodiorite des Zillertaler Zentralgneiskernes	PROSSER,	(1975)	22°

Ferner die Granite der Tab.5:

1a: Ca-reiche Granite,	TUREKIAN & WEDEPOHL	(1961)	26°
1b: Ca-arme Granite,	TUREKIAN & WEDEPOHL	(1961)	60°
2: Granite,	VINOGRADOV	(1962)	47°
3: Granite,	TAYLOR	(1964)	43°

Diese Werte zeigen sehr differierende Winkelangaben für die Steigung der jeweiligen Korrelationsgeraden. Eine Winkelkonkordanz ist also nicht gegeben. Darüber hinaus zeigen MADEL (1968), EMMERMANN (1972) und DRIESSLE (1972) für gleichbleibende Zr/Ti-Verhältnisse die Differentiation einzelner Granite bei einem gemeinsamen Ausgangsmagma. Im Gegensatz dazu schließen sie bei differierenden Winkelwerten auf unterschiedliche Ausgangsmagmen.

Die gleiche Steigung des Zr/Ti-Differentiationstrends der 4 im Altkristallin auftretenden Intrusiva (Rensen, Winnetal, Altenberg, Rieserferner) ist daher, neben der guten Kongruenz in den anderen Diagrammen, genetisch so zu deuten, daß diese Plutone von einem gemeinsamen Ausgangsmagma abzuleiten sind (für den Zr/Ti-Trend der variszischen Intrusiva s.Kap.3.9.1, für die gegenseitigen Beziehungen Kap.3.10).

Neben dieser Darstellung in binären und ternären Korrelationen wurde versucht, die Beziehungen der einzelnen Intrusiva zueinander auch mit der SPEARMAN'schen Rangkorrelation zu erfassen. Mit dieser statistischen Methode wird ein Rangvergleich zweier prozentualer Häufigkeitsverteilungen ausgedrückt (s.a.Kap.3.2.5). Der SPEARMAN'sche Korrelationsfaktor R wurde für die jeweiligen Plutone berechnet, um so eine mögliche Übereinstimmung oder Abweichung in der chemischen Zusammensetzung mit einer einzigen Zahl zu kennzeichnen. Von Vorteil ist außerdem dabei, daß alle

untersuchten Haupt- und Nebenelemente in R eingehen. Daher entfällt die Überbetonung eines einzelnen Elementes. Die Einbeziehung von Spurenelementen spielt keine Rolle, da sie wegen ihrer geringen %-Gehalte erst in der 4. oder 5. Dezimale des R-Wertes zum Ausdruck kommen. Daher können auch Literaturdaten, von denen keine Spurenelementgehalte vorliegen, verwendet werden. Der R-Wert ist +1, wenn die verglichenen Rangfolgen vollkommen übereinstimmen und -1, wenn sie einander vollkommen entgegengesetzt verlaufen, also die größtmögliche Diskrepanz untereinander aufweisen. Die so erhaltenen Werte von R geben die Möglichkeit, Rangordnungen und Gruppen festzulegen (s.a. SCHROLL, 1975, S.216; MARSAL, 1967, S. 81,82).

In Tab.9 (Nr.1-6) sind die R-Werte der SPEARMAN'schen Korrelation für die 4 Intrusiva mit verschiedenen Kombinationsmöglichkeiten aufgeführt. Dabei ergeben sich jeweils Werte für R, die größer 0.980 sind. Auf Grund der o.g. Angaben ist damit eine deutliche Übereinstimmung vorhanden. Um aber mit Hilfe der Rangkorrelation Aussagen über den Grad einer eventuellen Übereinstimmung machen zu können sowie mögliche Beziehungen innerhalb granitoider Gesteine zu untersuchen, ist es notwendig, Literaturdaten zu Vergleichszwecken heranzuziehen. Diese Werte für Tonalite, Granodiorite und Granite (Tab.9, Nr.8-19) zeigen, daß an Hand ihrer Korrelationen eine Darstellung der gegenseitigen Beziehungen sowie eine Differenzierung granitoider Gesteine möglich ist.

Die 4 im Altkristallin gelegenen Intrusiva weisen gegenüber Literaturdaten von Tonaliten und Granodioriten R-Werte größer 0.980 auf (Tab.9, Nr.7-10,13). Damit kommt ihre Ähnlichkeit im Chemismus mit diesen granitoiden Gesteinen zum Ausdruck. Als Vergleichsdaten für den Grad der jeweiligen Übereinstimmung sind dafür die R-Werte für die Beziehungen innerhalb der Literaturdaten angegeben (Tab.9, Nr.15-19). Daraus wird ersichtlich, daß Gesteine mit R-Werten größer 0.970 eine sehr gute Übereinstimmung aufweisen, während sie bei Gesteinen mit R kleiner 0.890 deutlich niedriger anzusetzen ist. Dementsprechend sind die R-Werte der 4 Intrusiva gegenüber Literaturdaten von echten Graniten kleiner 0.880 (Tab.9,

Nr.11,12,14). Den Literaturwerten Nr.15-19 ist außerdem zu entnehmen, daß infolge ihrer abnehmenden Übereinstimmung eine Differenzierung in der Abfolge granitoider Gesteine möglich ist: Tonalit - Granodiorit - Granit (Tonalit - Granodiorit: 0.991; Tonalit - Granit: 0.878; Granodiorit - Granit: 0.887).

			<u>R-Werte</u>
1	Rensen (Haupt- und bas.Fazies)	- Winnetal	0.986
2	"	- Altenberg	0.985
3	"	- Rieserferner	0.991
4	Rensen (Hauptfazies)	- Winnetal	0.998
5	"	- Altenberg	0.998
6	Winnetal	- Altenberg	0.998
7	Rensen (Haupt- und bas.Fazies)	- Tonalit (NOCKOLDS, 1954)	0.995
8	"	- Granodiorite (NOCKOLDS, 1954)	0.988
9	"	- Granodiorite (DALY, 1933)	0.997
10	"	- Ca-reiche Granite (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1961)	0.986
11	"	- Granite (NOCKOLDS, 1954)	0.776
12	"	- Ca-arme Granite (TUREKIAN & WEDEPOHL, 1954)	0.794
13	Rieserferner	- Tonalite (NOCKOLDS, 1954)	0.984
14	"	- Granite (NOCKOLDS, 1954)	0.879
15	Granodiorite (NOCKOLDS, 1954)	- Granodiorite (DALY, 1933)	0.995
16	Granite (VINOGRADOV, 1962)	- Granite (NOCKOLDS, 1954)	0.997
17	Granodiorite (DALY, 1933)	- Granite (NOCKOLDS, 1954)	0.887
18	Tonalite (NOCKOLDS, 1954)	- Granite (NOCKOLDS, 1954)	0.878
19	"	- Granodiorite (NOCKOLDS, 1954)	0.991

Tab. 9: SPEARMAN'sche Rangkorrelationen für die im Altkristallin gelegenen Intrusiva und für Literaturdaten granitoider Gesteine.

Die Anzahl der Proben ist den Tab.4 und 5 zu entnehmen, ebenso die zugehörigen Mittelwerte.

Es läßt sich folgendes feststellen: Bei der geochemischen Untersuchung von Haupt- und Nebenelementen ist mit Hilfe der SPEARMAN'schen Rangkorrelation eine Einteilung in zusammengehörige Gruppen bzw. ihre Abgrenzung voneinander, die Festlegung einer Rangordnung sowie eine Differenzierung in der Abfolge granitoider Gesteine möglich. Diese Ergebnisse werden auch in den folgenden Kap.3.8 und 3.9 bestätigt.

Wie die petrographischen und geologischen Untersuchungen gezeigt haben, bestehen zwischen den Intrusiva des Rensen, Altenberg, Winnetal und auch Rieserferner enge Beziehungen hinsichtlich ihrer petrographischen Zusammensetzung, ihres magmatischen Gesteinscharakters, ihres Strukturtyps und ihrer geologischen Position.

Bei der Frage dieser Beziehungen kann aber auch von seiten der Geochemie ein wichtiger Beitrag dazu erfolgen. So hat die Darstellung des geochemischen Datenmaterials der 4 Plutone in Variationsdiagrammen und Konzentrationsdreiecken eine große Übereinstimmung der Haupt-, Neben- und Spurenelemente gebracht. Auch die Verwendung charakteristischer Verhältniszahlen ergibt diese Übereinstimmung. Der Versuch, die SPEARMAN'sche Rangkorrelation für diesen Zweck heranzuziehen, hat die o.g. Ergebnisse bestätigt. Ein Vergleich dieser Intrusiva bezeugt also ihre große geochemische Verwandtschaft. An Hand der Verteilung der Elementkonzentrationen kann außerdem auf die Kristallisationsdifferentiation eines gemeinsamen Ausgangsmagmas geschlossen werden.

3.8 Einordnung der Ganggesteine im Altkristallin

Eigene geochemische Werte liegen für die Gänge des Ochsenprunges nördlich des Rensen sowie für weitere Ganggesteine im Altkristallin nicht vor. Um neben der petrographischen und geologischen Bearbeitung (s.Kap.2.3) trotzdem einen vergleichenden geochemischen Überblick zu erhalten, wurden die Daten von BIANCHI (1934), ZIRPOLI (1968), SEMERANO in: BAGGIO et al. (1969), SCOLARI & ZIRPOLI (1972) verwendet. Die Beziehungen der jungen, postkinematischen Gänge des Ochsenprunges zum Rensen Massiv mit seinem Gangfolge, zu weiteren jungen Gängen im Altkristallin sowie zu den alten, synkinematischen Ortho- und Augengneisen und den alten, aplitischen und pegmatitischen Orthogneisgängen wurden untersucht. Soweit für diese Gesteine radiometrische Altersbestimmungen vorliegen, sind sie in Kap.2.7 angeführt.

1) Darstellung in Variationsdiagrammen.

Die Darstellung von 15 sauren, 2 intermediären und 6 basischen Gängen des Ochsenpruntes (SCOLARI & ZIRPOLI, 1972), sowie 2 sauren Gängen weiter im Osten (Valle del Passo; ZIRPOLI, 1968) erfolgte in den entsprechenden Variationsdiagrammen des Rensen Massivs: CaO-TiO_2 (Abb.18), MgO-TiO_2 (Abb.18), $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (Abb.18), $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$ (Abb.35), $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ (Abb.36), $\text{K}_2\text{O-CaO}$ (Abb.41), Ti-K (Abb.42).

Zwei basische Gänge zeigten relativ hohe Mg-Werte (Abb.18). Einige saure Gänge weisen relativ niedrige Ca-Werte auf (Abb.18,41). Dies ist jedoch bei einem Gangfolge nicht überraschend, da Ca ein Element der Frühkristallisation darstellt. Die übrigen Werte fügen sich gut in die entsprechenden Korrelationen ein, wie die Abb.18 und 35 zeigen. Die Gänge zeigen auch das für den Rensen Pluton charakteristische $\text{K}_2\text{O/NaO}$ -Verhältnis kleiner 1 (Abb.36).

Bei den o.g. Diagrammen sind in Abb.36, 41, 42 auch die Werte des Brixener Granits erfaßt. Aus dieser Gegenüberstellung gehen die unterschiedlichen Gehalte der Elemente K, Na und Ti hervor. Ein versuchsweises Eintragen der übrigen Elemente in die Variationsdiagramme des Brixener ergab ferner für die Gänge am Ochsenprung deutlich höhere Mg-, Al- und Ca-Gehalte.

Insgesamt gesehen zeigt sich also eine klare Einordnung der Werte der Gänge am Ochsenprung sowie der beiden anderen Gänge in den Ablauf der Kristallisationsdifferentiation des Rensen Massivs und damit eine entsprechende Zuordnung zu seinem Chemismus. Da von den Autoren keine Spurenelementbestimmungen vorliegen, können keine Aussagen über die charakteristischen Zr/Ti -, K/Rb - und Ca/Sr -Verhältnisse gemacht werden.

2) SPEARMAN'sche Rangkorrelationen

Auch hier wurde diese statistische Methode verwendet, um mögliche Gruppierungen, gegenseitige Beziehungen und Rangordnungen zu erfassen (s.a.Kap.3.2.5 und 3.7). Die einzelnen R-Werte für die o.g.

jungen und alten Ganggesteine, die Orthogneise, Augengneise, Granodiorite und Tonalite sind in Tab.10. aufgeführt. Dabei ergibt sich folgendes Bild:

Die jeweiligen R-Werte innerhalb der Gruppe der "jungen Gesteine" (es wird alpidisches Alter angenommen für Tab.10, Nr.1-5: Saure und basische Gänge Ochsensprung, Gangfolge Rensen, Gänge Valle del Passo, basischere Fazies des Rensen, Hauptfazies des Rensen) sind größer 0.980. Damit ist, wie in Kap.3.7 ausgeführt, eine deutliche Übereinstimmung der entsprechenden Korrelationen und damit des Chemismus dieser Gesteine gegeben. Dort war der R-Wert größer 0.970.

Fast ebenso groß ist die Übereinstimmung der Werte innerhalb der Gruppe der "alten Gesteine": R größer 0.950 (variszisches Alter ist durch radiometrische Altersbestimmungen belegt für Tab.10, Nr.9-12: Orthogneise, Augengneise, aplitische und pegmatitische Orthogneisgänge). Auch hier kommt damit die große verwandtschaftliche Beziehung hinsichtlich des Chemismus zum Ausdruck.

Im Gegensatz dazu sind die R-Werte für die entsprechenden Korrelationen zwischen diesen beiden genannten Gruppen kleiner 0.840. (Tab.10, Nr.6-8: Gänge Ochsensprung gegenüber alten Ortho- und Augengneisen, Orthogneisgängen). Dabei wurden entsprechend der Fragestellung vornehmlich die Ganggesteine, die im Altkristallin auftreten, berücksichtigt. Beziehungen zwischen anderen Gesteinen dieser Gruppen werden z.T. in Kap.3.7 behandelt, ferner sei auf Kap.3.9 verwiesen.

Mit einem Wert dieser Größenordnung (dem o.g.Wert kleiner 0.840) wird eine deutlich geringere Übereinstimmung zwischen diesen beiden Gruppen ausgedrückt, wie in Kap.3.7 dargelegt. In diesem Kapitel waren die R-Werte nur kleiner 0.890, so daß hier mit R kleiner 0.840 eine noch deutlichere Differenz besteht.

Auf Grund dieser geochemischen Untersuchungen läßt sich sagen, daß zwischen dem Gangfolge am Ochsensprung einschließlich der Gänge weiter östlich am Valle del Passo und dem Rensen Pluton enge stoff-

liche Beziehungen bestehen. Dagegen sind diese zu den alten synkinematischen Orthogneisen sowie den ebenfalls alten aplitischen und pegmatitischen Orthogneisgängen in diesem Maße nicht gegeben. Allerdings wäre eine vergleichende Untersuchung des Spurenelementhaushaltes wünschenswert, um auch Aussagen über sie sowie ihre charakteristischen Verhältniszahlen zu erhalten. So wies KHALILI (1972) mit Hilfe von Haupt- und Spurenelementen die "Blutsverwandtschaft" zwischen dem Villacher Granit und den Pegmatiten im Kärntner Altkristallin nach.

		(n)		(n)	<u>R-Werte</u>
1	Saure Gänge Ochsensprung (SCOLARI & ZIRPOLI, 1972)	(15)	- Ganggefolge Rensen	(3)	0.993
2	"		- Gänge Valie del Passo (ZIRPOLI, 1968)	(2)	0.996
3	Ganggefolge Rensen	(3)	- "		0.993
4	Basische Gänge Ochsensprung (SCOLAIR & ZIRPOLI, 1972)	(6)	- Basischere Fazies Rensen	(9)	0.982
5	Gänge Ochsensprung (SCOLARI & ZIRPOLI, 1972)	(23)	- Rensen	(54)	0.990
6	"		- Aplitische und pegmatitische Orthogneise, gA (BIANCHI et al., 1934)	(2)	0.839
7	"		- Orthogneise, g ^{II} (BIANCHI, 1934)	(3)	0.806
8	"		- Augengneise, go (SEMNERANO in: BAGGIO et al., 1969)	(1)	0.666
9	Aplitische und pegmatitische Orthogneisgänge, gA	(2)	- "		0.990
10	Orthogneise	(2)	- Orthogneise, g ^{II}		0.954
11	"		- Aplitische und pegmatitische Orthogneisgänge, gA		0.973
12	Orthogneise, g ^{II}		- "		0.995

Tab. 10: SPEARMAN'sche Rangkorrelationen für die Einordnung der Ganggesteine im Altkristallin.

Die einzelnen Signaturen (gA, g^{II}, go) sind den Erläuterungen zur italienischen Karte "Passo del Brennero e Bressanone, 1:10 000" (BAGGIO et al., 1969) entnommen.

Unter Einbeziehung der petrographischen und geologischen Ergebnisse ist festzustellen: Auch wenn keine räumliche Verbindung zwischen den Ganggesteinen des Ochsensprungs und dem Rensen Pluton nachgewiesen werden konnte, deuten die geochemischen Ergebnisse auf eine genetische Zusammengehörigkeit hin; somit spricht zumindest ein wichtiges Indiz für ihre Verwandtschaft.

Da diese Gänge sowohl das Altkristallin als auch die Obere Tauernschieferhülle, z.T. diskordant durchschlagen, wäre bei einer Zusammengehörigkeit eine weitere chronologische Zeitmarke für die Bewegungen zwischen dem Tauernfenster und seinem Rahmen gegeben.

Diese Abb.24 bezieht sich auf S. 69.

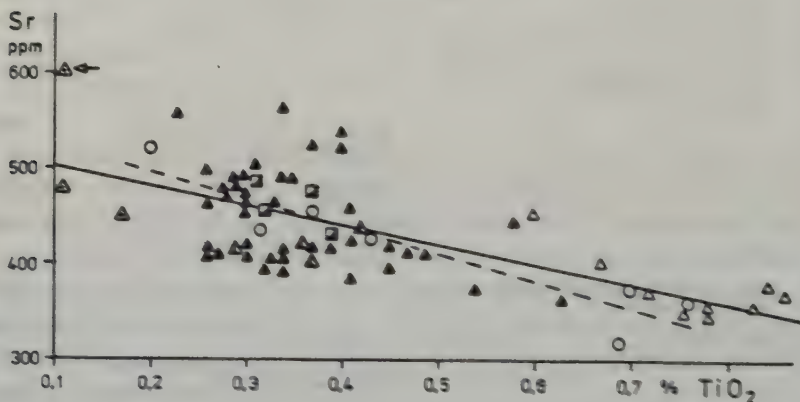


Abb. 24: Variationsdiagramm Sr - TiO₂.

Gesteinssymbole wie Abb.18. Trotz der relativ weiten Streuung der Werte sind die rechnerisch ermittelten, negativen Korrelationen signifikant:

— Rensen mit Gangfolge, Altenberg, Winnetal
 --- Rieserferner

Diese Streuung ist auf die Einbaumöglichkeiten des Sr in Minerale unterschiedlicher Kristallisationsphasen zurückzuführen.

3.9 Magmatische Differentiation für Iffinger, Brixener und Kreuzberg Granit.

Die Intrusiva des Iffinger, Brixener und Kreuzberg wurden, ebenso wie in die petrographischen, auch in die geochemischen Untersuchungen miteinbezogen. Dabei sollten mit der Erfassung des Chemismus mögliche Differentiationsvorgänge innerhalb der drei Massive sowie ihre Beziehung untereinander untersucht werden. Darüber hinaus sollte ein Vergleich mit den übrigen beprobten Plutonen durchgeführt werden.

Abb. 37 zeigt die Variation des Durchschnittschemismus für die untersuchten Haupt-, Neben- und Spurenelemente des Iffinger-, Brixener- und Kreuzberg Granit. Die Signifikanz der Mittelwerte der einzelnen Elemente von Pluton zu Pluton wurde mit Hilfe des Student-t-Testes untersucht. Dabei traten nur bei folgenden Korrelationen keine signifikanten Unterschiede auf:

- 1) Für Mn zwischen Iffinger und Brixener. Ober das Verhalten von Mn in magmatischen Serien schreibt GOLDSCHMIDT (1954), daß es von zwei gegenläufigen Trends beherrscht wird: Einer allgemeinen Abnahme der Summe von Mg, Fe, Mn, Ni und Co im Verlauf der magmatischen Differentiation steht eine relative Konzentration des Mn in der Restschmelze gegenüber. Dementsprechend konnte Mn auch bei der Einteilung in Isoelementbereiche für den Rensen Pluton nicht als Leitelement verwendet werden, weil die dafür erforderlichen Kriterien nicht erfüllt waren. Auch bei den jeweils genannten Arbeiten wird Mn nicht herangezogen.
- 2) Für Na, Si und Ba zwischen Brixener und Kreuzberg. Geringe Konzentrationsverschiebungen des Na (s.a.Kap.3.5.1), aber auch des Ba (s.a.Kap.3.4.8) sind infolge unterschiedlicher Einbaumöglichkeiten zu erklären. Der geringe Anstieg des Si-Gehaltes kann mit der relativ großen Ähnlichkeit im Chemismus dieser beiden Massive begründet werden, die auch aus der deutlichen Übereinstimmung der Rangkorrelation (s.u.) ersichtlich wird.

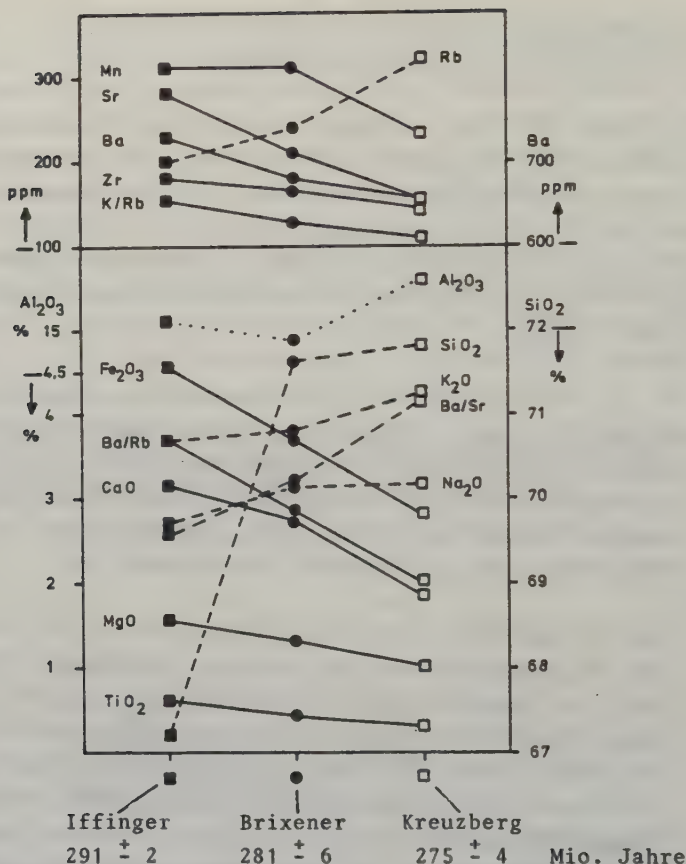


Abb. 37: Variation des durchschnittlichen Chemismus für diese 3 variszischen Intrusiva.

Links die Elemente bzw. Verhältniszahlen mit negativer Korrelation (—), rechts die Elemente mit positiver Korrelation (- - -) und Al_2O_3 mit indifferentem Verhalten (...). Rb/Sr-Gesamtgesteinsalter nach BORSI et al. (1972).

Der Differentiationstrend vom älteren Iffinger Pluton zum jüngeren Kreuzberg wird an Hand abnehmender Gehalte (negative Korrelationen) oder zunehmender Gehalte (positive Korrelationen) bzw. der entsprechenden Verhältniszahlen der Elemente dargestellt.

- 3) Für Al zwischen Iffinger, Brixener und Kreuzberg. Al zeigt ein indifferentes Verhalten, also weder eine durchgehend positive noch negative Korrelation. Da Al Hauptbestandteil in verschiedenen Mineralen wie Hornblende, Biotit, Muskowit, Plagioklas und Kalifeldspat ist, die sich bei Differentiationsvorgängen unterschiedlich, z.T. gegenläufig verhalten, sind keine ausgeprägten Konzentrationsverschiebungen zu erwarten.

Aus dieser Abb. werden zwei deutlich ausgeprägte, einander entgegengesetzte Tendenzen sichtbar:

- A) Abnahme der Gehalte von Ti, Mg, Ca, Fe, Zr, Sr und Ba vom Iffinger über den Brixener zum Kreuzberg.
- B) Zunahme der Gehalte für Si, K und Rb vom Iffinger über den Brixener zum Kreuzberg.

Diese beiden gegenläufigen Verteilungspläne sind, wie bereits in den Kap. 3.4 und 3.5 für den Rensen Pluton dargelegt, für die Entstehung durch magmatische Kristallisationsdifferentiation charakteristisch. Im Vergleich zum Rensen verhalten sich Ba und Sr etwas abweichend, ihr Differentiationstrend stimmt jedoch mit den Angaben von ACKERMANN (1965), JOHANNING (1966), DÜPEL (1966), EMMERMANN (1968) u.a. überein. Dementsprechend ist eine altersmäßige Abfolge von Iffinger über den Brixener zum Kreuzberg festzustellen. Dies wird auch noch durch die Abnahme der für diesen Trend kennzeichnenden K/Rb- und Ba/Rb-Verhältnisse (Abb.21, 32 und 37) unterstrichen.

Dieser Trend soll an Hand des Zr/Ti-Verhältnisses als einem charakteristischen Indikator nochmals dargelegt werden. Das Diagramm Zr - TiO_2 (Abb.38) zeigt, ähnlich wie für den Rensen Pluton eine deutlich ausgeprägte positive Korrelation. Der rechnerisch ermittelte Wert r beträgt für die Summe der Merkmalspaare der drei Granite ($n=43$) 0.6766 und ist damit signifikant. Die Bereiche für die einzelnen Plutone zeigen, daß der Differentiationstrend von

den hohen Werten für den Iffinger ausgeht und über den Brixener bis hin zum Kreuzberg abnimmt, der die niedrigsten Werte aufweist. Mit diesem Verlauf ist also auch eine zeitliche Abfolge gekennzeichnet. Die rechnerische Ermittlung der Steigung der einzelnen Korrelationen ergibt eine große Übereinstimmung: Iffinger 21° , Brixener 19° und Kreuzberg 17° .

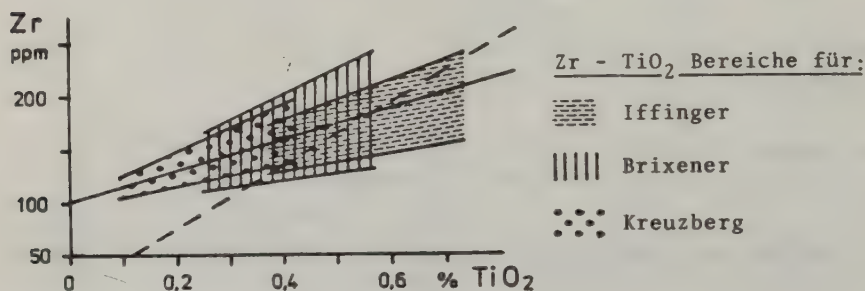


Abb. 38: Variationsdiagramm Zr - TiO_2 .

Positive, rechnerisch ermittelte Korrelationen für:
 — Iffinger, Brixener, Kreuzberg;
 --- Rensen, Altenberg, Winnetal, Rieserferner.
 Der Verlauf des Differentiationstrends vom älteren Iffinger zum jüngeren Kreuzberg wird deutlich.

Dieser geochemische Befund der Altersabfolge stimmt mit den Werten für die Gesamtgesteinsalter sehr gut überein, die BORSI et al. (1972) angeben. Danach ist ein abnehmendes Alter vom Iffinger Massiv mit 291 ± 2 Mio. Jahren über das Brixener Massiv mit 281 ± 6 Mio. Jahren zum Kreuzberg Massiv mit 275 ± 4 Mio. Jahren vorhanden. Die Daten für die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialwerte lauten: Iffinger 0.7079 ± 0.0004 , Brixener 0.7091 ± 0.0005 und Kreuzberg 0.7101 ± 0.0007 .

Mit Hilfe der SPEARMAN'schen Rangkorrelation (s.a. Kap.3.7 und 3.8) sollte versucht werden, die vorgefundene Abfolge in der magmatischen Differentiation zu überprüfen. Dabei ergaben sich für die jeweiligen Korrelationen folgende R-Werte: Iffinger - Brixener 0.953, Brixener - Kreuzberg 0.993, Iffinger - Kreuzberg 0.947. Dies bedeutet auf Grund des unterschiedlichen Grades in der Übereinstimmung der R-Werte eine Reihung Iffinger - Brixener - Kreuzberg, deren Anfang bzw. Ende allerdings nicht bestimmt werden kann.

Die an Hand der Variationsdiagramme erhaltene geochemische und mit radiometrischen Altersdaten belegte Abfolge Iffinger - Brixener - Kreuzberg kann mit der SPEARMAN'schen Korrelationsmethode demnach bestätigt werden. Die z.T. mögliche zeitliche Überlappung zwischen Brixener (281 ± 6 Mio. J.) und Kreuzberg (275 ± 4 Mio. J.) kommt u.U. auch in der großen Übereinstimmung ihres R-Wertes (0.993) zum Ausdruck.

Das geochemische Datenmaterial wurde auch in Niggli-Parameter umgerechnet. Nach SCHROLL (1976) ist diese Normberechnung jedoch nur von begrenztem geochemischen Interesse, da sie die tatsächlichen Unterschiede nicht unbedingt aufzeigt und z.T. sogar auf unrichtigen Prämissen aufbaut. So werden z.B. SiO_2 und TiO_2 zu einem Parameter vereint, obwohl dies den kristallchemischen Erkenntnissen widerspricht. Auch CORRENS (1968) schreibt, daß die Niggli-Werte den natürlichen Gegebenheiten nicht unbedingt gerecht würden. Ferner würden geringfügige Abweichungen, die auf lokale Inhomogenitäten oder auch Schwankungen in der Analysetechnik zurückzuführen seien, mit dieser Auswertung überbetont. Nach SCHROLL (1976) gibt daher die Miteinbeziehung von Spurenelementen meist eine bessere Trennschärfe zur Diagnose natürlicher Gruppierungen.

Versuchsweise Eintragungen der Niggli-Werte einschließlich der Rensen, Altenberg, Winnetal und Rieserferner Gruppe in binären oder ternären Korrelationen haben gezeigt, daß über die bereits bekannten Ergebnisse der direkten Auswertung der Haupt- und Nebenelemente hinaus keine neuen Erkenntnisse zu erzielen waren. Dies wäre u.U. möglich gewesen, wenn es um die Unterscheidung von Ortho- und Paragesteinen gegangen wäre, wie dies z.B. BURRI (1959), EVANS et al. (1960), LEAKE (1964) und VAN DE KAMP (1968) erläutert haben.

Daher wurden die Niggli-Parameter in der vorliegenden Arbeit im wesentlichen für Abb.39 verwendet. Darin sind die Werte für fm, c, alk und al gegen si aufgetragen. Daraus geht ein Absinken von fm und c sowie ein Anstieg von alk und al mit zunehmendem si hervor,

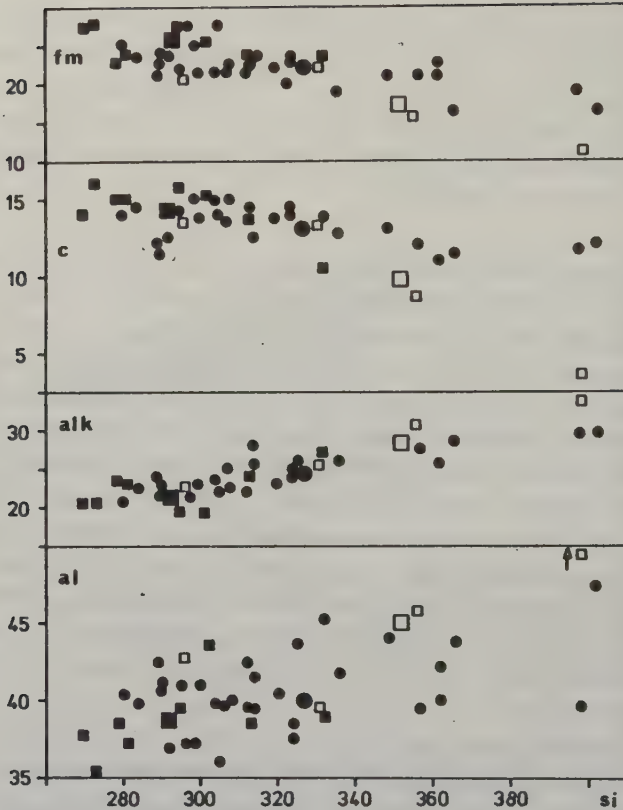


Abb. 39: Variationsdiagramme der NIGGLI-Parameter fm, c, alk und al gegen si.

Gesteinssymbole wie Abb.25; große Gesteinssymbole: jeweilige Mittelwerte.

Wie in Abb.37 wird auch hier der Differentiations-trend vom Iffinger zum Kreuzberg durch negative Korrelationen (fm - si, c - si) und positive Korrelationen (alk - si, al - si mit relativ großer Streuung) deutlich.

also eine negative bzw. positive Korrelation, wobei die Streuung für al sehr groß ist. Dieser Trend entspricht der magmatischen Differentiation, wie es z.B. CORRENS (1968) aufzeigt. Mit den entsprechenden Elementen wurde dieses Verhalten aber bereits in den vorherigen Kapiteln dargelegt. Ebenso wurde in den bisher verwendeten Diagrammen die relativ geringe geochemische Variationsbreite dieser drei Granite sowie die zeitliche Abfolge Iffinger - Brixener - Kreuzberg erläutert, die sich auch an dieser Abb. zeigt.

3.9.1 Kristallisationsdifferentiation innerhalb der drei Granite

Neben der von Pluton zu Pluton fortschreitenden magmatischen Differentiation ist auch eine lokale Kristallisationsabfolge innerhalb der einzelnen Granitkörper zu beobachten. Der Versuch einer Einteilung in Isoelementbereiche für den Brixener Granit ergab kein gerichtetes Konzentrationsgefälle der beiden Verteilungspläne. Dabei ist die niedrige Probenzahl von ca. 0.2 Probenpunkten pro km² sowie die relativ geringe Variationsbreite der einzelnen Haupt-, Neben- und Spurenelemente zu berücksichtigen. Diese ist deutlich kleiner als beim Rensen Pluton.

Die Kristallisationsabfolge soll, stellvertretend für die zwei gegensätzlichen Verteilungspläne, am K/Rb - Rb- (Abb.29) und TiO₂ - MgO-Diagramm (Abb.40) dargelegt werden.

Die für die drei Granite ermittelten negativen Korrelationen in Abb.29 sind signifikant. Die einzelnen Werte betragen für den Iffinger -0.9175, den Brixener -0.6883 und den Kreuzberg -0.9595. Dieser Wert ist allerdings nur bei einer statistischen Sicherheit von 95% signifikant.

Die rechnerisch ermittelten positiven Korrelationen der Abb.40 zeigen eine etwas größere Streuung. Dies dürfte u.a. auf die bereits erwähnte geringere Variationsbreite zurückzuführen sein (s.a.Abb.18, 26 und 29). Für den Iffinger beträgt der r-Wert 0.7270 und für den Kreuzberg 0.9550. Diese Werte sind damit bei einer statistischen Sicherheit von 95% signifikant. Für den Brixener ist $r = 0.7161$ und für die Summe der drei Granite ist

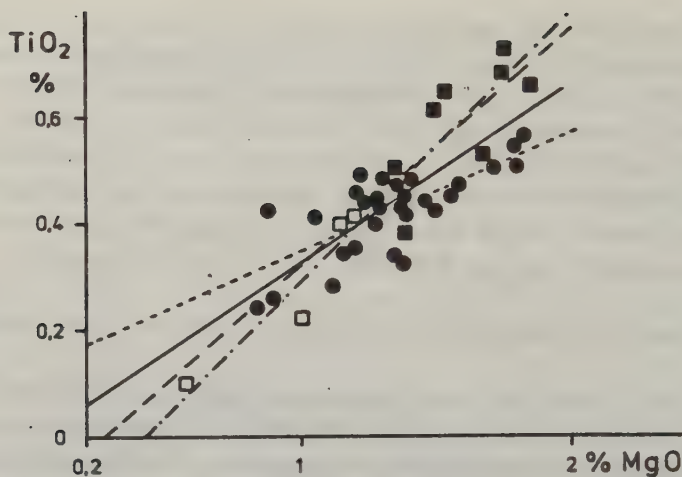


Abb. 40: Variationsdiagramm TiO_2 - MgO .

Gesteinssymbole wie Abb.25. Die positiven Korrelationen wurden rechnerisch ermittelt: - - - Iffinger, - - - Brixener, - - - Kreuzberg, — Summe der o.g. Gruppen.

Aus den jeweiligen signifikanten Korrelationen wird der Differentiationstrend auch innerhalb der einzelnen Plutone ersichtlich.

$r = 0.7871$, womit diese Werte bei einer statistischen Sicherheit von 99% signifikant sind.

Aus diesen Korrelationen wird also eine Zu- oder Abnahme der jeweiligen Elemente bzw. eine Abnahme ihrer Verhältnisse auch innerhalb der einzelnen Granite bei fortschreitender Differentiation ersichtlich (s.a.Diagramm $\text{Zr} - \text{TiO}_2$, Abb.38).

3.10. Vergleich räumlich getrennter Intrusionskörper.

In den bisherigen Kapiteln wurden vornehmlich Autoren zitiert, die sich mit der Zeitabhängigkeit der Elementverteilung innerhalb einzelner Granitplutone beschäftigten. Verschiedene Autoren

haben diese Zeitabhängigkeit jedoch auch für räumlich getrennte granitoide Gesteine untersucht.

RANKAMA (1946) erhielt im Vergleich mit präkambrischen Graniten Finnlands in jüngeren Graniten hohe Gehalte an Li, Be, Rb, Cs, Ba, Ta und Pb, während die siderophilen und chalkophilen Elemente sowie Y granitophobe Eigenschaften aufweisen.

MOENKE (1959, 1960) fand für variszische Granite höhere Gehalte an seltenen Elementen (Rb, Li, Cs, Pb und As) als für prävariszische. In Tab. 8 (MOENKE, 1960, S.292) führt er die "Ausnahmen" seiner versuchten Zeiteinteilung auf. Sie schließen jedoch die Möglichkeit ein, daß sich bei dieser Einteilung z.T. genetische und keine altersmäßigen Unterschiede durchpausen. So handelt es sich z.B. bei den prävariszischen "Graniten" mit geringem Rb-Gehalt um Gneise, deren Orthonatur MOENKE voraussetzt, die jedoch zumindest in Frage gestellt werden muß. Ferner ist zu berücksichtigen, daß zahlreiche variszische Granite von der Erosion in ihren Dachpartien freigelegt wurden, in denen eine Anreicherung leichtflüchtiger Elemente möglich ist.

HAHN-WEINHEIMER & JOHANNING (1963) zeigen eine Abnahme der Konzentrationen von Al, Fe, Ca, Mg, Ti, Sr und Zr sowie eine Zunahme von Rb und P in der zeitlichen Abfolge Albtalgranit (Unterkarbon) - Schluchseegranit (Oberkarbon) - Bärhaldegranit (Oberkarbon, jedoch jünger als der Schluchseegranit) im Südschwarzwald.

GROHMANN & SCHROLL (1966) fanden in der Altersabfolge für granitische Gesteine der südlichen Böhmisches Masse - Weinsberger-, Mauthausener- und Eisgarner Granit - neben einer Abnahme des K/Rb- und Ca/Sr-Verhältnisses auch eine deutliche Zunahme an leichtflüchtigen Elementen (Li, Be, Ga und Sn). Daneben liegt jedoch keine klare Zeitabhängigkeit für die Elemente der Frühkristallisation vor. Sie kommen daher zu dem Ergebnis, "daß eine absolut gültige Interpretation der zeitlichen Abfolge aus dem Chemismus magmatischer Gesteine allein nicht möglich sein muß, da basischere Einschübe und Nachschübe, die Frage der Aufschlußtiefe des Grundgebirges, die Stockwerkshöhe und Intrusionstiefe und die Inhomogenitäten des

granitoiden Unterbaues mit eine Rolle spielen" (GROHMANN & SCHROLL, 1966, S.355).

EMMERMANN (1972), EMMERMANN et al. (1975) untersuchten Granite verschiedenen Alters und unterschiedlicher Zusammensetzung im Schwarzwald. Dabei ist für die Granite des Oberen Devon und des Unteren Karbon eine Zunahme von Fe, Mg, Ca, P, Ti, Zr, Ba und Sr und der Summe der untersuchten Lanthaniden (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Yb, Lu) sowie eine Abnahme von SiO_2 zu beobachten. Dies wird mit einer anatektischen Granitbildung in einem progressiv-magmatischen Stadium erklärt. Dagegen ist bei den Graniten des Oberen Karbon eine Abnahme von Fe, Mg, Ca, Ti, Zr, Ba und Sr und der Summe der Lanthaniden sowie eine Zunahme von SiO_2 , Li, Rb, Nb zu verzeichnen. Diese Granitbildung wird auf eine palingene Differentiation in einem regressiv-magmatischen Stadium zurückgeführt, wobei in einem postmagmatischen Stadium noch eine Kalifeldspat-Metasomatose dazukommt.

Insgesamt gesehen gibt es einige Argumente dagegen, daß Aussagen über das relative Alter räumlich getrennter Intrusiva auf Grund geochemischer Daten gemacht werden können (EIDAM & SEIM, 1971):

- 1) Eine palingene Herkunft granitoiden Magmas schließt anatektische Aufschmelzung von Teilbereichen des betrachteten Gebietes ein, bedingt durch den unterschiedlichen Temperaturanstieg in einzelnen Zonen, und setzt nicht notwendigerweise die Existenz großräumiger Magmenkörper voraus.
- 2) Die Annahme eines homogenen Magmas als Ausgangspunkt einer magmatischen Entwicklung, die über die Kristallisationsdifferentiation zu einer gesetzmäßigen Si-Anreicherung in den jüngeren Intrusionsphasen führt, wird dem Ablauf der komplexen Prozesse der Granitbildung nicht unbedingt gerecht. Bereits im progressiven magmatischen Stadium ist eine Konzentrationsvariation bzw. eine gerichtete Konzentrationsverteilung möglich. Diese wird durch die Heterogenität des geosynklinalen Edukte der Anatexis, durch die p-t-Schwankungen und durch eine fraktionierte Absonderung leukokrater Schmelzen bestimmt.

Die Auswertung des geochemischen Datenmaterials in den verschiedenen Variationsdiagrammen ergibt eine Zuordnung zu Konzentrationsbereichen mit unterschiedlichen Korrelationsgeraden und entsprechend abgrenzbaren Gesteinsgruppen. Dabei ist sowohl für die im Altkristallin gelegenen Intrusiva (Gruppe A) als auch für die südlich der Periadriatischen Naht liegenden Plutone (Gruppe V) jeweils eine magmatische Kristallisationsdifferentiation nachzuweisen.

Eine Gegenüberstellung dieser beiden Gruppen zeigt jedoch, daß zwei in sich geschlossene Differentiationsabfolgen vorliegen. Die Frage des Relativalters dieser beiden Gruppen kann daher nicht direkt geklärt werden, weil die Voraussetzung dafür, eine gemeinsame magmatische Differentiationsreihe (GROHAMM, 1965), nicht gegeben ist. Dies soll an zwei Diagrammen kurz erläutert werden, deren charakteristische Korrelationen bereits in den jeweiligen Kapiteln dargelegt wurden.

Das Diagramm K/Rb - Rb (Abb.29) zeigt die zwei voneinander klar getrennten Gruppen mit ihrem negativen Korrelationen, an deren jeweiligem Ende die jüngsten erfaßten Glieder ihrer Abfolgen stehen: Gruppe A: Gangfolge des Rensen Plutons, Gruppe V: Kreuzberggranit. Entsprechend unterschiedlich sind auch die rechnerisch ermittelten Werte für die Steigungen der Gesamtkorrelationen: Gruppe A = 32° , Gruppe V = 16° . Ähnliches kann auch für die Diagramme Ca/Sr - Sr (Abb.25) und Ba/Rb - Rb (Abb.32) gesagt werden. Es werden also die zwei in sich geschlossenen magmatischen Abfolgen deutlich.

In dieser Abb. sind außerdem die Bereiche eingetragen, die STAVROV (1966) und STAVROV et al. (1969) für granitoide Gesteine des Urals erhalten haben, die infolge magmatischer Kristallisationsdifferentiation entstanden sind. Daraus wird für die beiden Gruppen der periadriatischen Intrusiva jeweils der gleiche Trend ersichtlich, der die Entwicklung von Granodioriten über Granite bis hin zum teilweise pegmatitischen Stadium aufzeigt.

Ferner sei hier noch wegen des Vergleiches der beiden Gruppierungen zu Kap.3.4.7 folgendes ergänzt: SCHROLL & GROHMANN (1966) legen eine kritische Durchsicht der neueren Literatur vor und bearbeiten 210 K/Rb-Verhältnisse von Gesteinen der Böhmisches Masse, der Ost- und Westalpen sowie der Dinariden. Sie zeigen, daß unterschiedliche K/Rb-Werte in Granitoiden verschiedenen Stockwerken und/oder auch einer zeitlichen Abfolge entsprechen. Für die untersuchten mittel- und südeuropäischen Granitoide der Kalkalkalireihe kommen sie zu etwa folgender Abhängigkeit:

	K/Rb-Wert
Konkordante Granodiorite, Granite und Pegmatoide	über 150 - 250
Diskordante Granodiorite und Granite	meist 100 - 150
Hochplutone mit deuterischer Mineralisation, Pegmatite	unter 100

In dieses Modell würde sich der konkordante Rensen Pluton mit einem K/Rb-Wert von 168 ($n = 54$) und der diskordante Brixener Granit mit einem Wert von 132 ($n = 32$) gut einfügen, soweit die relativ geringen Differenzen eine Aussage erlauben. Allerdings zeigt eine Überprüfung der beiden Mittelwerte mit Hilfe des Student-t-Testes eine Signifikanz bei einer vorgegebenen statistischen Sicherheit von 99%. Die K/Rb-Werte für die Summe Rensen, Winnetal, Altenberg und Rieserferner betragen 165, für die Summe Iffinger, Brixener und Kreuzberg 135.

Ebenfalls hier sei die Einordnung des Konzentrationsbereiches der Gruppe V in das Dreieck Rb - Ba - Sr (Abb.33) angeführt. Der Bereich des Brixener Granits fällt mit dem der "anormalen" Granite nach EL BOUSEILY & EL SOKKARY (1975) zusammen, während einzelne Werte des Iffinger und Kreuzberg Granits streuen. Dieser Bereich der anomalen Granite überlappt teilweise den der Quarz- und Granodiorite, zeichnet sich aber durch höhere Rb-Gehalte aus. Nach Ansicht dieser Autoren stellen die anomalen Granite eine Gruppe dar, die durch Metasomatose beeinflusst sein könnte. Ihr gegenüber den normalen Graniten niedrigerer Rb-Gehalt wird auf Rb-Fraktionierung während der Metasomatose zurückgeführt. Während dies bis-

her vornehmlich mit magmatischen Prozessen in Zusammenhang gebracht wurde, haben neuere Arbeiten (HEIER, 1965; LAMBERT & HEIER, 1968; WHITENY, 1969) auf die Möglichkeit einer Beeinflussung durch metamorphe Prozesse hingewiesen.

Die Untersuchungen des K/Rb-Verhältnisses für die Gruppe V (Kap. 3.4.7, 3.5 und 3.9.1, Abb.29 und 37) haben jedoch gezeigt, daß metasomatische Beeinflussungen keine wesentliche Rolle spielen. Daher dürften im vorliegenden Fall die Bereichsgrenzen für die Quarz- und Granodiorite bzw. für die Normalgranite etwas zu eng gezogen sein, da der Brixener Granit diesen Konzentrationsfeldern zuzurechnen ist. Dies zeigt auch der bekannte Trend der Ba/Sr- und Ba/Rb-Verhältnisse an (Abb.32 und 37).

Wie in den Kap. 3.4.2 und 3.8.1 dargelegt, ist das Zr/Ti-Verhältnis ein charakteristischer Parameter für Aussagen über ein möglicherweise gemeinsames Ausgangsmagma. Im Zr - TiO_2 -Diagramm (Abb.38) sind die zwei rechnerisch ermittelten Gesamtkorrelationen eingetragen. Der Wert für die Steigung der Korrelation der Gruppe A beträgt 30° , während der für die Gruppe V nur 15° beträgt. Auch mit diesen differierenden Werten kann also die fehlende gemeinsame Differentiationsreihe und damit ein unterschiedliches Ausgangsmagma aufgezeigt werden. Beim Vergleich mit den Winkelangaben in den o.g. Kapiteln und der Abb.18 ist der einheitliche Maßstab innerhalb eines Diagrammes zu berücksichtigen.

Die Klärung der Frage des Alters einiger der untersuchten Intrusiva, für die keine radiometrischen Gesamtgesteinsalter vorliegen, wird daher mit einer anderen Möglichkeit versucht.

Wie in den vorherigen Kapiteln dargelegt, ergeben sich auf Grund des unterschiedlichen Chemismus zwei voneinander klar abtrennbare Gruppierungen. Neben den dafür bisher verwendeten Korrelationen Ca/Sr - Sr, K/Rb - Rb, Ba/Rb - Rb, Zr - TiO_2 , K_2O - Na_2O und Rb-Ba-Sr wurden noch die Variationsdiagramme K_2O - CaO (Abb.41) und Ti - K (Abb.42) herangezogen. Auch diese Diagramme bestätigen die bisherige Einteilung der beiden Gruppen.

In diese Korrelationen wurden die aus der Literatur verfügbaren Daten für die selbst untersuchten Intrusiva sowie für weitere periadriatische Plutone miteinbezogen. Spurenelementbestimmungen liegen dabei nur in beschränkter Anzahl vor. Insgesamt gesehen ergeben sich wieder die zwei Gruppierungen, zu denen noch die übrigen Intrusiva hinzukommen:

Gruppe A: Adamello, Rieserferner, Rensen, Winnetal, Altenberg, Bachern.

Gruppe V: Iffinger, Brixener, Kreuzberg, Mt. Sabion, Cima d'Asta, Martell.

Für alle Plutone der Gruppe V haben radiometrische Altersbestimmungen variszische Gesamtgesteins- und/oder Biotit-Abkühlungsalter ergeben^{*)}. Im Gegensatz dazu sind in der Gruppe A nur der Rieserferner, der Bachern und der Adamello sicher als alpidisch einzustufen⁺⁺⁾.

Da die Intrusiva des Rensen, Winnetal, Altenberg und Rieserferner auf Grund der geochemischen Leitelemente (Ca, K, Ti, Zr, Rb, Sr, Ba) einschließlich ihrer charakteristischen Elementverhältnisse (Ca/Sr, K/Rb, Ba/Rb, Zr/Ti) eine klare Zuordnung zur Gruppe A aufweisen, wird auf ihre genetische Zusammengehörigkeit sowie ein gemeinsames alpidisches Alter geschlossen. Entsprechende genetische Aussagen über den Bachern sind nur begrenzt möglich, da keine Spurenelementbestimmungen vorliegen.

^{*)} S. Kap. 2.7. Außerdem Mt. Sabion: Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter $296-275 \pm 9$ Mio. Jahre (BORSI et al., 1966); Cima d'Asta: Rb/Sr-Gesamtgestein 264 ± 6 Mio. Jahre (BORSI et al., 1974), Biotit-Abkühlungsalter 259-268 Mio. Jahre (FERRARA et al., 1966; BORSI et al., 1974); Martell: Rb/Sr-Muskowit-Abkühlungsalter $201-275 \pm 10$ Mio. Jahre (GRAUERT et al., 1974).

⁺⁺⁾ S. Kap. 2.7. Außerdem Adamello: Die Intrusion erfolgte auf Grund der Kontaktverhältnisse im Oligozän (SALOMON, 1910; CORNELIUS, 1928, 1949; BIANCHI et al., 1970; CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973). Rb/Sr-Biotit-Abkühlungsalter 45-31 Mio. Jahre (FERRARA, 1962; BORSI et al., 1966). Bachern: Rb/Sr-Gesamtgesteine 19 ± 5 Mio. Jahre.

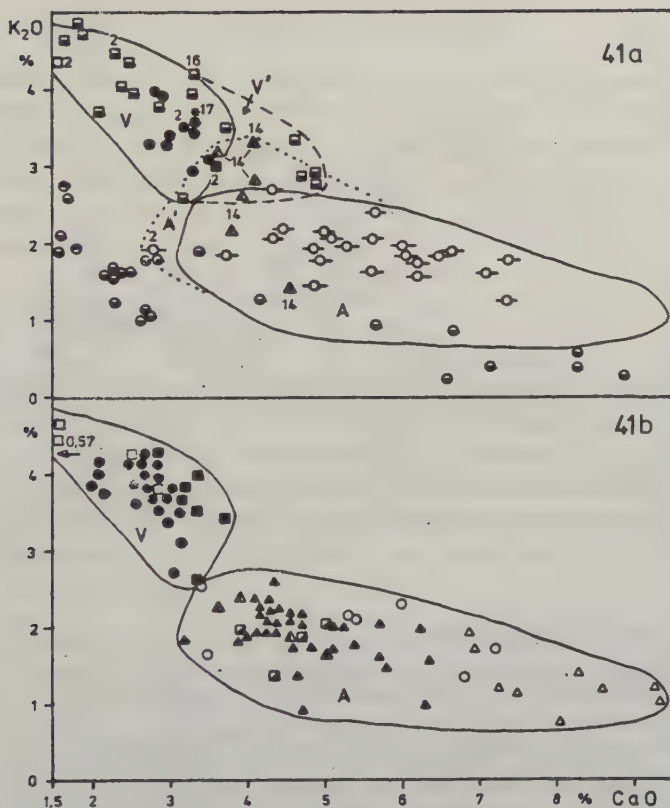


Abb. 41 a,b: Variationsdiagramme K₂O - CaO.

Gesteinssymbole wie Abb.18,25.

Abb. 41 a: Literaturdaten. Gesteinssymbole ohne Nr.: GUNDLACH et al. (1967). Abgrenzung in zwei Gruppen: A' (---), V' (- - -). Die beiden Konzentrationsbereiche A und V der Abb.41 b sind übertragen. Eine gewisse Überlappung der beiden Bereiche ist vorhanden.

Abb. 41 b: Eigene Daten. Abgrenzung in zwei Gruppen A und V (s.a. Abb.25)

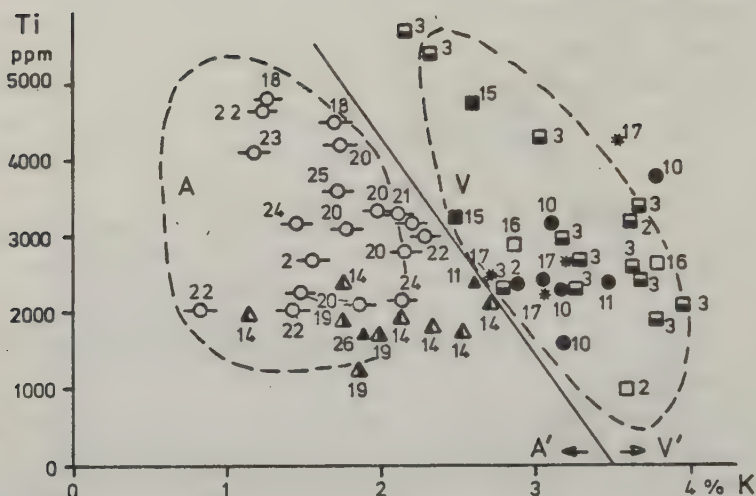


Abb. 42: Variationsdiagramm Ti - K.

Gesteinssymbole und Zahlen wie Abb.15, 18, 36. Die Konzentrationsbereiche der eigenen Daten sind in diese Abb. eingezeichnet für:

--- A: Rensen, Winnetal, Altenberg, Rieserf.

--- V: Iffinger, Brixener, Kreuzberg.

Außerdem wurde die Trennungslinie (—) zwischen den Gruppen der Literaturdaten A' und V' eingezeichnet (s.a. Abb.25). Es ergibt sich eine klare Unterteilung in eine alpidische und eine variszische Gruppe.

Zusammenfassend kann man sagen, daß auch bei Berücksichtigung der o.g. einschränkenden Kriterien zwischen den im Altkristallin auftretenden Intrusiva enge genetische Beziehungen bestehen. Darüber hinaus wird auf ein gemeinsames alpidisches Alter geschlossen.

4 ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

=====

Ziel dieser Arbeit war es, einige im Altkristallin gelegene periadriatische Intrusiva, ihre Beziehungen zum Rahmengestein und zu weiteren, südlich der P.L. auftretenden Plutonen zu untersuchen. Dies sollte vornehmlich auf geochemischer Basis erfolgen. Eine petrographische Bearbeitung bildet jedoch die Grundlage für derartige Fragestellungen.

4.1 Petrographie

Rensen Pluton - Altkristallin - Tauernschieferhülle: Der Nachweis einer direkten räumlichen Verbindung zwischen den jungen, postkinematischen Ganggesteinen im Altkristallin einschließlich der Tauernschieferhülle, und dem Rensen Pluton konnte nicht erbracht werden. Damit ergab sich kein unmittelbarer Anhaltspunkt für ein alpidisches bis spätalpidisches Alter der Granitintrusion.

Im Rensen Pluton und seinem Gneisrahmen fehlen sichere Anzeichen für die Auswirkungen der Tauernkristallisation.

Rensen Pluton: Das Rensen Massiv ist ein echter, magmatisch intrudierter Pluton, dessen Intrusion parallel zum Hauptflächengefüge der Alten Gneise erfolgte. Seiner Erscheinung nach ist er ein spät- bis postkinematischer Intrusivkörper. Eine teilweise postkristalline Deformation dürfte auf junge Bewegungen an der P.L. zurückzuführen sein. Das Massiv weist granodioritische bis tonalitische Zusammensetzung auf.

Intrusiva im Altkristallin: Zwischen den 4 untersuchten Intrusiva (Rensen, Altenberg, Winnetal, Rieserferner) bestehen hinsichtlich ihrer petrographischen Zusammensetzung, ihres magmatischen Gesteinscharakters, ihres Strukturtyps und ihrer geologischen Position enge Beziehungen.

Intrusiva im Altkristallin - Intrusiva südlich der P.L.: Die in ihrem jeweiligen Hauptgestein makroskopisch sehr ähnlichen Massive differieren mikroskopisch vor allem in ihrem Kalifeldspatanteil und in der Ausbildung der Mikrolithenfüllung der Plagioklasse. Vergleichende Untersuchungen der radiogenen Höfe geben auf Grund der Anzahl und Verteilung einen Hinweis auf ein mögliches junges Alter der im Altkristallin auftretenden Intrusiva.

4.2 Geochemie

Rensen Pluton: Die Darstellung der Elemente und ihrer charakteristischen Verhältniszahlen in Variationsdiagrammen ergibt den Verlauf einer magmatischen Kristallisationsdifferentiation. Es zeigt sich eine in sich geschlossene Abfolge im Sinne einer normalen Differentiation granitoider Schmelzen. Assimilationsvorgänge und postmagmatische Prozesse spielten dabei keine bedeutsame Rolle. Mit Hilfe der Isoelementmethode wird der Bauplan des Rensen Plutons durch Bereiche gleicher Elementgehalte abgebildet. Die für einen Großteil der untersuchten Elemente aufgestellten Verteilungspläne ermöglichen einen Einblick in den räumlichen und zeitlichen Differentiationsverlauf innerhalb des Plutons. Die granitophoben und granitophilen Elemente bilden dabei einander entgegengesetzt gerichtete Verteilungspläne. Ihre Anlage und Verteilung deuten darauf hin, daß eine Differentiation in tonalitische und granodioritische Bereiche bereits vor der Platznahme stattgefunden hat.

Intrusiva im Altkristallin: Die Einbeziehung des Altenberg, Winnetal und Rieserferner in die Variationsdiagramme und Konzentrationsdreiecke des Rensen Massivs ergibt eine deutliche Übereinstimmung der Haupt-, Neben- und Spurenelemente. Auch die Verwendung charakteristischer Verhältniszahlen und statistischer Parameter bestätigt dieses Bild. Rensen und Rieserferner zeigen gleiche Stadien der magmatischen Differentiation vom basischen zum sauren Bereich, während beim Altenberg und Winnetal im wesentlichen der granodioritische Teil belegt ist. Einschließlich

der geologisch-petrographischen Ergebnisse kann auf Grund der engen geochemischen Beziehungen auf ein gemeinsames Ausgangsmagma geschlossen werden.

Rensen Pluton - Ganggesteine: Ein mit Hilfe von Variationsdiagrammen und statistischen Methoden durchgeführter Vergleich zeigt für den Rensen Pluton und das junge Ganggefölge am Ochsenprung eine deutliche Beziehung. Im Gegensatz dazu stehen die Beziehungen zu alten Orthogneisen und Orthogneisgängen, mit denen eine derartige Übereinstimmung nicht gegeben ist. Somit wäre, neben den geologisch-petrographischen Ergebnissen, von seiten der Geochemie ein wichtiges Indiz für die genetische Zusammengehörigkeit von Rensen Pluton und jungem Ganggefölge zu erhalten. Daraus folgend ergäbe sich ein spätalpidisches Alter der Rensen-Intrusion sowie eine weitere chronologische Zeitmarke für die Bewegungen zwischen Tauernfenster und altkristallinem Rahmen.

Intrusiva südlich der P.L.: Für die variszischen Intrusiva (Ifinger, Brixener, Kreuzberg) zeigt die geochemische Auswertung, analog zu den Intrusiva im Altkristallin, ebenfalls eine magmatische Kristallisationsdifferentiation. Diese kann sowohl für die drei Massive im einzelnen als auch für den Gesamtablauf dargestellt werden. Im Gegensatz zu den o.g. Intrusiva ist bei diesen jedoch eine zeitliche Abfolge der drei Massive nachzuweisen, die in Übereinstimmung mit den radiometrischen Altersdaten steht. Diese drei Plutone sind auf ein gemeinsames Ausgangsmagma zurückzuführen, wobei zeitliche Unterschiede im Ablauf des Differentiationsstadium sichtbar werden.

Intrusiva im Altkristallin - Intrusiva südlich der P.L.: Ein Vergleich dieser beiden Gruppen zeigt, daß jeweils in sich geschlossene, gegeneinander abgrenzbare magmatische Differentiationsabfolgen vorliegen. Der unterschiedliche Chemismus ergibt eine klare Zweiteilung. Mit dieser Gruppierung stimmen auch aus der Literatur verwendete Daten weiterer periadriatischer Intrusiva überein. Daher wird aus der klaren Zuordnung

verschiedener alpidischer Plutone zu der einen dieser beiden Gruppen rückwirkend auf das Alter der Intrusiva dieser Gruppe geschlossen, für die keine radiometrischen Altersangaben vorliegen. Es wird daher und auf Grund der geologisch-petrographischen sowie der übrigen geochemischen Ergebnisse für den Rensen, Altenberg und Winnetal ein alpidisches Alter angenommen.

4.3 Einordnung in das plattentektonische Bild der Alpen

Die tektonische Einordnung der untersuchten alpidischen Intrusiva im Altkristallin nördlich der P.L. hängt von der geodynamischen Analyse der Alpen ab.

In den plattentektonischen Modellen der Alpen geht die Mehrzahl der Autoren von südwärts gerichteten Subduktionszonen aus (DAL PIAZ et al., 1972; ERNST, 1973; HAWKESWORTH et al., 1975; CLOSS, 1975; DIETRICH & FRANZ, 1976; FRISCH, 1976). Dabei erfolgte die Subduktion der südlichen Teile sialischer Kruste der "Eurasischen Platte" unter die "Ostalpin-Südalpin-Adriatische Platte". Während HAWKESWORTH et al. (1975) aber für den Zeitraum der Hauptsubduktionsphase in den Ostalpen 125-90 Mio. Jahre annehmen, legen DIETRICH & FRANZ (1976) ihn zwischen Cenoman und Eozän (100-45 Mio. Jahre). Dementsprechend hätte sich die Kollision der Lithosphärenplatten (DEWEY & BIRD, 1970) vor 90 Mio. Jahren bzw. zwischen spätem Eozän bis Miozän (42-5 Mio. Jahren) ereignet. Gegen diese Miteinbeziehung des Eozäns spricht das höhere Alter der Hochdruckparagenesen (SCHMIDT, 1976).

Eine andesitisch-alkali-basaltische Vulkanzone, die 100 bis 200 km hinter der Subduktionsfront zu erwarten wäre, konnte bis heute nicht nachgewiesen werden. Verglichen mit der Länge der angenommenen Subduktionssutur sind auch nur relativ geringe Volumina kalkalkalischer Plutone alpidischen Alters im Bereich der P.L. bekannt. Einschließlich der radiometrisch noch nicht sicher datierten Tiefengesteine nehmen sie eine Fläche von ca. 1100 km^2 ein ⁺⁾ . Davon entfallen allein 80%

⁺⁾ Fläche der erschlossenen variszischen Intrusiva im gleichen Bereich ca. 670 qkm.

auf eine Profillänge von etwa 100 km. Entweder sind in der Tiefe noch größere plutonische Massen vorhanden, oder aber, das angenommene Subduktionssystem hatte nicht den erforderlichen Tiefgang und eine zu kurze Lebensdauer, um einen extensiven Magmatismus auszulösen.

Die Position des Rensen, Winnetal, Altenberg und Rieserferner unmittelbar an der Subduktionssutur läßt sich kaum mit der vermuteten lithosphärischen Subduktion des Penninikums während der höheren Kreide in Verbindung bringen. Diese Plutone liegen zwar mehr als 100 km hinter dem angenommenen Stirnrand der austroalpinen Oberplatte, ihre Intrusion erfolgte aber in einem Kollisionstadium der Alpen, das im frühen Tertiär begann. Dabei waren aber tektonische Bedingungen vorhanden, die sich von denen der Subduktionsphase deutlich unterschieden. Die Lage der Plutone, die Beschaffenheit der Ganggesteine sowie ihre radiometrischen Daten sprechen dafür, daß die Intrusionen erst nach Abschluß der Hauptbewegungen und Strukturbildung erfolgte. Es liegt daher die Vermutung sehr nahe, daß die hybriden Schmelzen dieser Intrusiva zu einem Kollisionsmagmatismus gehören (SCHMIDT, 1976).

Bei der Unterschiebung kontinentaler Krustenelemente ist eine lokal begrenzte Aufheizung nicht zuletzt durch die entstehende Friktionswärme (ROEDER, 1976) vorstellbar. Vielleicht kommt auch eine verstärkte Bildung von low velocity Zonen hinzu, wie sie gegenwärtig in der bis zu 32 km mächtigen Kruste der Schweizer Alpen zu erkennen sind. (MÖLLER et al., 1977 a, b; RYBACH & MÖLLER, 1977).

Die spätere tektonische Entspannung führte zu Vertikalbewegungen an der P.L., die einen Aufstieg und eine Intrusion der entstandenen hybriden Schmelzen ermöglichte.

Nimmt man an, daß die Tauernkristallisation eine unmittelbare Folge des Wärmestaues nach der Kollision und der daraus resultierenden Krustenverdickung war, müssen die thermischen Gradienten so steil gewesen sein, daß das Altkristallin und die in ihm enthaltenen Plutone in die Umkristallisation nicht einbezogen wurden.

5 LITERATURVERZEICHNIS

=====

- ACKERMANN, H., 1965: Die Verteilung der Elemente Ti, Zr, Sr, Ba, Rb, K im Malsburger Granitpluton (Südschwarzwald).- Diss. TH München, 89 S., München 1965.
- ADAMI, C., JUSTIN-VISENTIN, E. & ZANETTIN, B., 1964: Ricerche petrografiche sulle formazioni scistose-cristalline affiorante fra Val Ridauna e Val Racines (Alto Adige).- Rend.Soc.Min.It., 20, 3-23, Pavia.
- ACTERBERG, F.P., 1961: Tectonics of the crystalline basement of the Dolomites in North-Italy.- Geol.Ultraiect., 8, 1-232, Utrecht.
- AHRENS, L.H., 1966: Element distribution in specific igneous rocks VIII.- Geochim.Cosmochim.Acta, 30, 109-122, London.
- AHRENS, L.H., PINSON, W.H. & KEARNS, M.M., 1952: Association of rubidium and potassium and their abundance in common igneous rocks and meteorites.- Geochim.Cosmochim.Acta, 2, 229-242, London.
- ANDREATTA, C., 1937: Studio petrografico del complesso eruttivo del Monte Croce in Alto Adige.- Per.Min., 8, 311-446, Roma.
- ANGENHEISTER, G., BÜGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOME, P. & ZEIL, W., 1972: Recent investigations of survival and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps.- Geol. Rdsch., 61, 349-395, Stuttgart.
- ANGENHEISTER, G., BÜGEL, H. & MORTEANI, G., 1975: Die Ostalpen im Bereich einer Geotrasverse vom Chiemsee bis Vicenza.- N.Jb. Geol.Paläont.Abh., 148, 50-137, Stuttgart.
- AUGUSTHITHIS, S.S., 1962: Non-eutectic, graphic, micrographic and graphic-like "Myrmekitic" structures and textures.- Beitr. Min.Petr., 8, 491-498, Berlin.
- BAGGIO, P. et al., 1969: Note illustrative delle carte geologica d'Italia alla scala 1:100 000. Foglio 1 Passo del Brennero e foglio 4a Bressanone.- Serv.Geol.d'Italia, 120 S., Roma.
- BAUMANN, M., 1967: Geologische Untersuchungen am Ostende des Schneeberger Zuges zwischen Sterzing und Schneeberg/Passeier Tal (Südtirol).- Diss. TH München, 101 S., München.
- BECKE, F., 1892: Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 13, 379-464, Wien.
- , 1903: Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal). Führer geol. Exkursionen Österreich, 9. Int.Geol.Kongr., 8, 1-41, Wien.
- , 1908: Über Myrmekit.- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 27, 377-390, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P., GRILL, R., HOLZER, H. PREY, S., 1966: Erläuterungen zur Geologischen- und zur Lagerstätten-Karte 1:100 000 von Österreich.- Geol.B.-A. Wien, 1-94, Wien.
- BESANG, Cl., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. WENDT, J., 1968: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger Gebietes (Hohe Tauern, Österreich).- Geol.Jb., 86, 835-844, Hannover.

- BEUS, A.A. & OYZERMANN, M.T., 1965: Distribution of Rubidium in igneous rocks and the correlation between Rubidium and Potassium.- *Geochem.Int.*, 2, 986-992, Washington.
- BIANCHI, A., 1934: Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe.- *Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova*, 10, 5, 1-243, Padova.
- BIANCHI, A., CALLEGARI, E. & JOBSTRAIBITZER, P.G., 1970: I Tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello.- *Mem. Ist.Geol.Min.Univ.Padova*, 27, 1-148, Padova.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, Gb., 1937: Il dettore meridionale del massiccio dell'Adamello.- *Boll.Uff.Geol.It.*, 62, 1-87, Roma.
- , 1939: La monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Relazione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi.- *Per.Min.*, 10, 119-189, Roma.
- BÖGEL, H., 1975: Zur Literatur über die "Periadriatische Naht".- *Verh.Geol.B.-A.*, 1975, 163-199, Wien.
- BOLBACH, H.G., 1963: Die Verteilung der Anorthitkonzentration im Malsburggranit (Südschwarzwald).- *Unveröff.Dipl.-Arb.*, Univ.Darmstadt, 80 S., Darmstadt.
- BORSI, S., D'AMICO, C. & DEL MORO, A., 1974: Studio radiometrico delle rocce intrusive del massiccio di Cima d'Asta (Trento).- *Mem.Soc.Geol.It.*, 13, 145-159, Pisa.
- BORSI, S., DEL MORO, A. & FERRARA, G., 1972: Eta radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivignamonte Croce (Alto Adige).- *Boll.Soc.Geol.It.*, 91, 387-406, Roma.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G., 1973: Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): Radiometric and geo-petrologic data.- *Mem.Soc.Geol.It.*, 12, 549-571, Pisa.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, A., 1977: Contributions to geodynamic interpretations in the Eastern Alps.- *Int.Symp. "Geodynamics and geotraverses around the Alps."* München/Salzburg (als Ms. vervielfältigt).
- BURRI, C., 1959: Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage.- *Birkhäuser*, 334 S., Basel.
- BURRI, C. & NIGGLI, P., 1945: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I.- *Publ.herausg.v.d.Stiftung "Vulkaninstitut J.Friedländer"*, 3, Zürich.
- BURRI, C., PARKER, R.L. & WENK, E., 1967: Die optische Orientierung der Plagioklase.- *Birkhäuser*, 334 S., Basel.
- BUTLER, J.R., BOWDEN, P. & SMITH, A.Z., 1962: K/Rb ratios in the evolution of the younger granites of Northern Nigeria.- *Geochim.Cosmochim.Acta*, 26, 89-100, London.
- BUTLER, J.R. & SKIBA, W., 1962: Strontium in plagioklase feldspars from four layered basic masses in Somalia.- *Min.Mag.*, 33, 213-225, London.

- CALLEGARI, E. & DAL PIAZ, Gb., 1973: Field relationships between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy).- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 29, 1-38, Padova.
- CALLEGARI, E., DE PIERI, R., MEZZACASA, G. & PICCIRILLO, E.M., 1974: Potassium feldspars from the igneous rocks of the Adamello massif (Northern Italy). I. Chemical Data.- Mem.Ist. Geol.Min.Univ.Padova, 31, 1-34, Padova.
- CARR, M.H. & TUREKIAN, K.K., 1961: The geochemistry of cobalt.- Geochim.Cosmochim.Acta, 23, 9-60, London.
- , 1962: Chromium in granitic rocks.- Geochim.Cosmochim.Acta, 26, 411-415, London.
- CARULLI, G.B. & LENARDON, G., 1969: Ricerche petrografiche su alcune rocce eruttive dell'altopiano di Luson (Alto Adige).- Per.Min., 38, 55-79, Roma.
- CEVALES, G., 1952: Studio petrografico del Gruppo del Bruffione nell'Adamello meridionale.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 17, 1-30, Padova.
- CHESSEX, R., 1962: Déterminations d'âge de quelques roches des Alpes du Sud et des Apennins par la méthode des "dommages dus à la radioactivité".- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 42, 653-654, Zürich.
- , 1964: Déterminations d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des "radiation damage".- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 44, 27-42, Zürich.
- CHRISTA, E., 1931: Das Gebiet des Oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen.- Jb.Geol.B.-A., 81, 533-646, Wien.
- CLIFF, R.A., 1968: The age of tonalites in the Southeast Tauernfenster, Austrian Alps.- N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 1968, 655-633, Stuttgart.
- CLOOS, H., 1975: A subduction model for the Alps derived from geophysical results.- Rapp.Comm.int.Mer Médit., 23, 4a, 55-57.
- COLBERTALDO, D., 1942: Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra di Genova e Val di Breguzzo.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 14, 1-44, Padova.
- CORNELIUS, H.P., 1928: Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion.- Sitzungsber.Akad.Wiss.Wien, Abt.I, 137, 8, 541-562, Wien.
- , 1949: Gibt es eine "alpin-dinarische Grenze" ?.- Mitt.Geol. Ges.Wien, 36-38, 231-244, Wien.
- CORRENS, C.W., 1968: Einführung in die Mineralogie.- Springer, 458 S., Berlin.
- DAL PIAZ, Gb., 1926: Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige.- Atti Acc.Sc.Ven.-Trent.-Istr., 17, 37-58, Padova.
- , 1931: Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di Monte Croce, Ivigna, Bressanone nell'Alto Adige.- Rend.Acc.Naz.Linzei, 14, 310-312, Roma.
- , 1934: Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regione limitrofe.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 10, 1-242, Padova.

- DAL PIAZ, Gb., 1942: Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce con considerazione sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige.- Mem.Museo di Stor. Nat.della Venezia Trid., 5, 177-375, Trento.
- DAL PIAZ, Gb., HUNZIKER, J.C. & MARTINOTTI, G., 1972: La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne.- Mem.Soc.Geol.It., 11, 433-460, Pisa.
- DALY, R.A., 1933: Igneous rocks and the depths of the earth.- Mc Graw Hill, 598 S., New York.
- D'AMICO, C., 1974: Hercynian plutonism in the alps - a report 1973-74.- Mem.Soc.Geol.It., 13, 49-118, Pisa.
- , 1976: Many intrusions in the Cima d'Asta (Northern Italy) epiplutonic complex.- N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 151, 276-280, Stuttgart.
- D'AMICO, C., DEL MONTE, M. & GANDOLFI, G., 1971: Multiple intrusions in the Cima d'Asta pluton (Northern Italy).- Contr. Min.Petr., 31, 13-27, Berlin.
- DEGENHARDT, H., 1957: Untersuchungen zur geochemischen Verteilung des Zirkoniums in der Lith.sphäre.- Geochim.Cosmochim. Acta, 11, 279-309, London.
- DELEON, G., 1969: A review of absolute age determination on granites from Yugoslavia.- Radovi Inst.geol., 6, 1-58, Belgrad.
- DEUTSCH, S., HIRSCHBERG, D. & PICCIOTTO, E., 1955: Mesure des âges géologiques par les halos pléochroïques.- Experientia, 11, 172-178, Basel.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M., 1970: Mountain belts and the new global tectonics.- J.geophys.Res., 75, 2625-2647, Washington.
- DEWEY, J.F., PITMAN, W.C., RYAN, W.B.F. & BONNIN, J., 1973: Plate tectonics and the evolution of the alpine system.- Bull.Geol.Soc.Am., 84, 3137-3180, Boulder.
- DIETRICH, V.J., 1976: Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese.- Geotekt.Forsch., 50, 1-84, Stuttgart.
- DIETRICH, V.J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: Ein plattentektonisches Modell.- Geol.Rdsch., 65, 361-374, Stuttgart.
- DOERFFEL, K., 1962: Beurteilung von Analysenverfahren und Ergebnissen.- Z.anal.Chemie, 185, 1-98, Berlin.
- DÜPEL, E., 1966: Die Verteilung geochemischer Leitelemente im Schluchsee-Granit (Südschwarzwald), ein Beitrag zur Genese granitischer Gesteine.- Diss.TH München, 104 S., München.
- DRESCHER-KADEN, F.K., 1969: Granitprobleme.- Akademie, 586 S., Berlin.
- DRIESSLE, H., 1972: Die magmatische Entwicklung des Hochfirst- und des Hammerisen-Granits (Südschwarzwald), abgeleitet aus der Verteilung geochemischer Leitelemente im Gesamtgestein und im Kalifeldspat.- Diss.TU München, 73 S., München.

- EIDAM, J. & SEIM, R., 1971: Zur Geochemie und Genese des Ramberger Granitmassivs (Harz).- Chem.d.Erde, 29, 278-341, Jena.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A., 1975: The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks.- Chem.Geol., 16, 207-219, Amsterdam.
- EMMERMANN, R., 1967: Die Differentiation des Albtalgranits (Südschwarzwald), dargestellt an den Leitelementen Zr, Ti, Fe, Ca, Sr, Ba, K, Rb und Si.- Diss.Univ.Karlsruhe, 117 S., Karlsruhe.
- , 1968: Differentiation und Metasomatose des Albtalgranits (Südschwarzwald).- N.Jb.Min.Abh., 109, 94-130, Stuttgart.
- , 1970: Geochemische Untersuchungen am Granit von St.Blasien (Südschwarzwald).- Jh.Geol.L.-Amt Baden-Württ., 12, 227-248, Freiburg.
- , 1972: Die südschwarzwälder Granite.- Fortschr.Min., 50, 1-13, Stuttgart.
- EMMERMANN, R., DAIEVA, L. & SCHNEIDER, J., 1975: Petrologic significance of rare earths distribution in granites.- Contr. Min.Petr., 52, 267-283, Berlin.
- ERMANNSDÖRFFER, O.H., 1945: Hydrothermale Zwischenstufen im Kristallisationsablauf von Tiefengesteinen.- Chem.d.Erde, 15, 283-295, Jena.
- ERNST, W.G., 1973: Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps.- Bull.Geol.Soc.Am., 84, 2053-2078, Boulder.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E., 1960: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland.- J.Petr., 1, 337-363, London.
- EXNER, Ch., 1972: Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten.- Mitt.Geol.Ges.Wien, 64, 1-108, Wien.
- , 1976: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments.- Verh.Geol.B.-A., 1976, 3-64, Wien.
- FANINGER, E., 1970: Tonalit von Pohorje und seine Differentiation.- Geologija, 13, 35-104, Ljubljana.
- , 1973: Magmatische Gesteine von Pohorje.- Geologija, 16, 302-315, Ljubljana.
- FAUL, H., 1954: Nuclear Geology.- J.Wiley, 414 S., New York.
- FAVRETTO, L. & NARDI, M., 1961: Il granito di Bressanone nella zona compresa fra la Valle di Dosso e l'Alpe Valniscia.- Boll.Soc.Adr.Sc., 51, 1-39, Triest.
- FERRARA, G., 1962: Primi risultati e considerazioni sulla datazione assoluta delle rocce intrusive del massiccio dell'Adamello.- Atti Soc.Tosc.Sc.Nat., 2, 1-11, Pisa.
- FERRARA, G., HIRT, B., LEONARDI, P. & LONGINELLI, A., 1962: Datazione assoluta di alcune rocce del massiccio intrusivo di Cima d'Asta.- Atti Soc.Tosc.Sc.Nat.s.A., 69, 2, 3-15, Pisa.

- FÖRSTER, H., 1969: Petrographische und tektonische Untersuchungen in den südlichen Stubai- und westlichen Zillertaler Alpen. Ein Beitrag zur Kennzeichnung der Metamorphose in den Ostalpen.- Habil.Schr.TH Aachen, 185 S., Aachen.
- FRASL, G. & FRANK, W., 1966: Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern.- Der Aufschluß, Sonderheft 15, 30-58, Heidelberg.
- FREY, M. et al., 1974: Alpine metamorphism of the alps.- Schweiz. Min.Petr.Mitt., 54, 247-290, Zürich.
- FRISCH, W., 1974: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner - Gerlospaß).- Mitt. Geol.Ges.Wien, 66-67, 9-20, Wien.
- , 1976: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters.- Geol.Rdsch., 65, 375-393, Stuttgart.
- GIESE, P., GÖNTHER, K. & REUTTER, K.-J., 1972: Versuch einer Synthese zwischen dem geotektonischen Bauplan und der Krustanstruktur der Alpen.- DFG Forschungsbericht-Unternehmen Erdmantel, 330-335, Wiesbaden.
- GOLDSCHMIDT, V.M., 1932: Geochemische Leitelemente.- Naturwiss., 20, 947-948, Berlin.
- , 1937: The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks.- J.Chem.Soc., 1937, 655-673, London.
- , 1954: Geochemistry.- Clarendon, 730 S., Oxford.
- GRANT, F., 1957: A problem in the analysis of geophysical data.- Geophysics, 22, 309-344, Menasha.
- GRAUERT, B., 1966: Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland).- Earth Plan.Sc.Lett., 1, 139-147, Amsterdam.
- GRAUERT, B., SEITZ, M.G. & SOPTRAJANOVA, G., 1974: Uranium and lead gain detrital zircon studied by isotopic analysis and fission-track mapping.- Earth Plan.Sc.Lett., 21, 389-399, Amsterdam.
- GROHMANN, H., 1965: Ein Beitrag zur Geochemie österreichischer Granitoide.- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 10, 436-474, Wien.
- GROHMANN, H. & SCHROLL, E., 1966: Zur Frage der Abhängigkeit der Konzentrationen seltener Elemente von der Altersfolge der granitoiden Gesteine der südlichen Böhmischen Masse.- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 11, 348-357, Wien.
- GULSON, B.L., 1973: Age relations in the Bergell region of the southeast Swiss Alps. With some geochemical comparisons.- Eclog.Geol.Helv., 66, 293-323, Basel.
- GULSON, B.L. & KROGH, T.E., 1973: Old lead components in the young Bergell massif, south-east Swiss Alps.- Contr.Min.Petr., 40, 239-252, Berlin.
- GUNDLACH, H., KARL, F. & MÖLLER, G., 1967: Vergleichende geochemische Untersuchungen an ost- und südalpiner Graniten, Granodioriten und Tonaliten.- Contr.Min.Petr., 16, 285-299, Berlin.

- HAHN-WEINHEIMER, P. & ACKERMANN, H., 1963: Quantitative röntgenspektralanalytische Bestimmungen von K, Rb, Sr, Ba, Ti, Zr, P.- Z.anal.Chem., 194, 81-101, Berlin.
- , 1967: Geochemical investigation of differentiated granite plutons of the southern Black Forest.- Geochim.Cosmochim. Acta, 31, 2197-2218, London.
- HAHN-WEINHEIMER, P. & JOHANNING, H., 1963: Geochemische Untersuchungen an magmatisch differenzierten Gesteinskörpern des Südschwarzwaldes, Teil 1.- Beitr.Min.Petr., 9, 175-197, Berlin.
- HAHN-WEINHEIMER, P., PROPACH, G. & RASCHKA, H., 1971: Zur Genese des Kagenfels-Granits.- Bull.Serv.Carte Géol.Alsace-Lorraine, 24, 1-56, Straßbourg.
- HAHN-WEINHEIMER, P. & RASCHKA, H., 1971: Verteilung von Strontiumisotopen, Kalium und Rubidium in Graniten und deren Mineralphasen aus Südschwarzwald und Vogesen.- Nachr.Deutsch. Geol.Ges., 1971, 4, 32-36, Hannover.
- HALL, A., 1967: The variation of some trace elements in the Ros-ses granite complex, Donegal.- Geol.Mag., 104, 99-109, Hertford.
- HAWKESWORTH, C.J., WATERS, D.J. & BICKLE, M.J., 1975: Plate tectonics in the Eastern Alps.- Earth Plan.Sc.Lett., 24, 405-413, Amsterdam.
- HAYASE, Y., 1954: Relative geologic age measurements on granites by pleochroic haloes and the radioactivity of the mineral in their nuclei.- Am.Min., 39, 761-772, Menasha.
- HEIER, K.S., 1962: Trace elements in feldspars. A review.- Norsk geol.Tidskr., 42, 415-454, Oslo.
- , 1965: Metamorphism and chemical differentiation of the crust.- Geol.Fören.Stockholm Förh., 87, 249-256, Stockholm.
- HEIER, K.S. & TAYLOR, S.R., 1959: Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern norweg. pre-cambrian alkali-feldspars.- Geochim.Cosmochim.Acta, 15, 284-304, London.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K., 1976: Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen.- Geol.Rdsch., 65, 459-482, Stuttgart.
- HEMMERICH, M., 1976: Der Aplitgranit des Martell-Tales und sein geologischer Rahmen.- Unveröff.Dipl.-Arb.Univ.München, 153 S. München.
- HENDERSON, G.H., 1934: A new method of determining the age of certain minerals.- Proc.Roy.Soc., A 145, 563-598, London.
- , 1939: A quantitative study of pleochroic haloes. V. The genesis of haloes.- Proc.Roy.Soc., A 173, 238-264, London.
- HERZ, N. & DUTRA, C.V., 1960: Minor element abundance in a part of the Brazilian shield.- Geochim.Cosmochim.Acta, 21, 81-98, London.
- HOENES, D., 1951: Kriterien für die genetischen Typen der variskischen Magmatite des südlichen Schwarzwaldes.- Fortschr. Min., 28, Stuttgart.

- HOERNES, S., 1973: Untersuchungen zur Metamorphose in den Westlichen Hohen Tauern (Österreich).- *Tscherm.Min.Petr.Mitt.*, 20, 81-106, Wien.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H., 1974: Sauerstoffisotopen-Untersuchungen an metamorphen Gesteinen der Westlichen Hohen Tauern (Österreich).- *Schweiz.Min.Petr.Mitt.*, 54, 769-788, Zürich.
- HÖRMANN, P.K. & MORTEANI, G., 1966: Geochemische Untersuchungen zur Petrographie des Cima d'Asta Plutons.- *Contr.Min.Petr.*, 13, 181-206, Berlin.
- , 1969: Quarzdiortite-granite contacts in the Cima d'Asta pluton (North Italy).- *Contr.Min.Petr.*, 22, 361-367, Berlin.
- , 1976: The distribution of elements in the Cima d'Asta pluton (Trentino, Northern Italy).- *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.*, 151, 253-275, Stuttgart.
- HORSTMANN, E.L., 1957: The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks.- *Geochim. Cosmochim.Acta*, 12, 1-28, London.
- HRADIL, G., 1912: Der Granitzug der Rensenspitze bei Mauls in Tirol.- *Sitzungsber.Akad.Wiss.,math.naturw.Kl.*, 121, 859-890, Wien.
- ILLIES, J.H., 1975: Intraplate tectonics in stable Europe as related to plate tectonics in the Alpine system.- *Geol. Rdsch.*, 64, 677-699, Stuttgart.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O., 1969: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen. (Typus Augen- und Flasersgneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern).- *Tscherm.Min.Petr.Mitt.*, 13, 251-272, Wien.
- JANDA, I., SCHROLL, E. & SEDLAZEK, M., 1965: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen.- *Tscherm.Min.Petr.Mitt.*, 10, 552-572, Wien.
- JOHANNING, H., 1966: Die Verwendung von geochemischen Leitelementen - ein Beitrag zur Klärung der geologischen Stellung des Bärhalde-Granits (Südschwarzwald).- *Diss.TH München*, 76 S., München.
- KARL, F., 1959: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive.- *Jb.Geol.B.-A.*, 102, 1-192, Wien.
- , 1960: Über das Alter der Granite in den Hohen Tauern.- *Geol. Rdsch.*, 50, 499-505, Stuttgart.
- , 1964: Zur Vergleichbarkeit der magmatischen Gesteine aus dem Adamello mit den Tonalitgraniten aus den Hohen Tauern.- *Tscherm.Min.Petr.Mitt.*, 9, 7-38, Wien.
- KARL, F. & MORTEANI, G., 1960: Ein Vergleich der Ergebnisse von A. BIANCHI und F. KARL über die granitischen Gesteine des Zillertals und des Großvenedigers (Hohe Tauern).- *Tscherm. Min.Petr.Mitt.*, 7, 290-316, Wien.

- KHALILI, H.D., 1972: Zur Geochemie einiger Pegmatite der Ostalpen.- *Tschemm.Min.Petr.Mitt.*, 18, 79-104, Wien.
- KLEBELSBERG, R. v., 1935: *Geologie von Tirol*.- Borntraeger, 748 S., Berlin.
- KOGARKO, L.N., 1959: Distribution of alkalimetals and thallium in the granitoids of the Turgoyak Pluton (Middle Ural).- *Geochem.*, 5, 546-557, Washington.
- KOLBE, P. & TAYLOR, S.R., 1966: Major and trace element relationships in granodiorites and granites from Australia and South Africa.- *Contr.Min.Petr.*, 12, 202-222, Berlin.
- Kopf, M., 1966: Die Untersuchung physikalischer Eigenschaften von granitoiden Gesteinen als neue Methode der Granitforschung.- *Geologie*, 15, 53, 1-135, Berlin.
- KRUMBEIN, W.C., 1959: Trend surface analyses of contour-type maps with irregular control point spacing.- *J.Geophys.Res.*, 64, 823-834, Washington.
- LAMBERT, J.St.R., 1964: Absolute Altersbestimmungen an Gneisen aus dem Tauernfenster.- *Verh.Geol.B.-A.*, 1964, 16-27, Wien.
- LAMBERT, I.B. & HEIER, K.S., 1968: Geochemical investigation of deep seated rocks in the Australian shield.- *Lithos*, 1, 30-53, Oslo.
- LEAKE, B.E., 1964: The chemical distinction between ortho- and paraamphibolites.- *J-Petr.*, 5, 238-254, Oxford.
- LEAKE, B.E. et al., 1969: The chemical analysis of rock powders by X-ray fluorescence.- *Chem.Geol.*, 5, 7-86, Amsterdam.
- LECHNER, H. & HAHN-WEINHEIMER, P., 1974: Geologische Beobachtungen zum Bau und Intrusionsvorgang von epizonalen Graniten im Südtiroler Schwarzwald unter Verwendung geochemischer Daten.- *N.Jb.Geol.Paläont.Abh.*, 146, 104-138, Stuttgart.
- LEEDAL, G.B., 1952: The Cluanie igneous intrusion, Inverness-shire and Ross-shire.- *Quart.J.Geol.Soc.London*, 108, 35-63, London.
- LENARDON, G., 1962: La massa gabbriica del Dosso Lives massiccio granitico di Bressanone.- *Per.Min.*, 31, 63-95, Roma.
- LEONOVA, L.L. & KLASSOVA, N.S., 1964: On the geochemistry of titanium during the intrusive process.- *Geochem.Int.*, 1, 290-295, Washington.
- LINDEMANN, B., 1906: Petrographische Studien in der Umgebung von Sterzing in Tirol.- *N.Jb.Min.BB.*, 22, 454-554, Stuttgart.
- LORENZONI, S., 1965: Studio geo-petrografico del versante italiano del Massiccio d'Ambin.- *Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova*, 25, 1-88, Padova.
- LORENZONI, S. & ZANETTIN LORENZONI, E., 1965: Gli gneiss sillimanitici nella formazione scistoso-cristallina della zona Scena - Rio Masul - Picco d'Ivigna (Alto Adige).- *Mem.Acc.Pat.SS.LL.AA.*, 78, 5-34, Padova.

- MADEL, J., 1968: Magmatische Entwicklung der Massivgranite der nördlichen Oberpfalz.- Diss.Univ.München, 72 S., München.
- MARSAL, D., 1967: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler.- Schweizerbart, 152 S., Stuttgart.
- MEHNERT, K.R., 1960: Zur Geochemie der Alkalien im tiefen Grundgebirge.- Beitr.Min.Petr., 7, 318-339, Berlin, (1960 a).
- , 1960: Das Problem des Alkalihaushalts im Orogen.- Geol. Rdsch., 50, 124-131, Stuttgart, (1960 b).
- MEHNERT, K.R. & WILLGALLIS, A., 1961: Die Alkaliverteilung im Malsburg-Granit (Südschwarzwald).- Jh.geol.L.-Amt Baden-Württ., 5, 117-139, Freiburg.
- MERLIN, O.H., 1945: I giacimento di contatto del monte Costone (Adamello meridionale).- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 15, 1-44, Padova.
- MERLIN, O.H., PICCIOTTO, E. & WILGAIN, S., 1955: Studio sulla distribuzione della radioattività nella granodiorite dell'Adamello.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 19, 1-28, Padova.
- , 1957: Etude photographique de la distribution de la radioactivité dans la granodiorite de l'Adamello.- Geochim.Cosmochim.Acta, 11, 171-188, London.
- MOENKE, H., 1959: Unterschiede im Spurenelementgehalt altersverschiedener deutscher Granite.- Fortschr.Min., 37, 90-93, Stuttgart.
- , 1960: Spurenelemente in variszischen und praevariszischen deutschen Graniten.- Chem.d.Erde, 20, 227-301, Jena.
- MORGANTE, S., 1940: Il giacimento di Corvara in val Sarentino.- Mem.Ist.Geo.Min.Univ.Padova, 14, 11-68, Padova.
- , 1974: Il massiccio granitico di Bressanone.- Mem.Mus.Trid. Sc.Nat., 37-38, 67-157, Trento.
- MORGANTE, S. et al., 1965: Carta geo petrografica del massiccio granitico di Bressanone, 1:50 000.- Ist.Min.e Petr.Univ. Trieste, Trieste.
- MORTEANI, G., 1966: Petrographisch-geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Cima d'Asta-Kristallin.- Mem.Mus.Trid.Sc.Nat., 16, 1-136, Trento.
- MORTEANI, G. & RAASE, P., 1974: Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps.- Lithos, 7, 101-111, Oslo.
- MÜGGE, O., 1907: Radioaktivität als Ursache der pleochroitischen Höfe des Cordierit.- Zbl.Min.Geol.Paläont., 1907, 397-399, Stuttgart.
- , 1909: Radioaktivität und pleochroitische Höfe.- Zbl.Min.Geol.Paläont., 1909, 113-120, Stuttgart.
- MÜLLER, St., ANSORGE, J., EGLOFF, R. & OTTINGER, Th., 1977: Crustal structure along the Swiss geotraverse.- Int.Symp. "Geodynamics and geotraverses around the Alps.", München/Salzburg, (als Ms. vervielf.), (1977 a).

- MÜLLER, St., KAHLE, H.G. & KISSLING, E., 1977: Seismik und Schwere entlang der Schweizer Geotraverse.- Int.Symp. "Geodynamics and geotraverses around the Alps.", München/Salzburg, (als Ms. vervielf.) , (1977 b).
- NOCKOLDS, S.R., 1954: Average chemical composition of some igneous rocks.- Bull.Geol.Soc.Am., 65, 1007-1032, Boulder.
- , 1966: The behaviour of some elements during fractional crystallization of magma.- Geochim.Cosmochim.Acta, 33, 267-278, London.
- NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R., 1953: The geochemistry of some igneous rock series.- Geochim.Cosmochim.Acta, 4, 105-142, London.
- , 1954: The geochemistry of some igneous rock series.- Geochim. Cosmochim.Acta, 5, 245-285, London.
- NOCKOLDS, S.R. & MITCHELL, R.L., 1948: The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks. A study in the relationships between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals.- Trans.R.Soc.Edinb., 61, 533-575, Edinburgh.
- NOLL, G., 1933: Geochemie des Strontiums.- Chem.d.Erde, 8, 507-600, Jena.
- NOLLAU, G., 1969: Kleintektonische Strukturen am Südwestrand des Tauernfensters und ihre Einbeziehung in großtektonische Konzepte.- Geol.Rdsch., 58, 755-788, Stuttgart.
- , 1974: Petrographische und tektonische Untersuchungen am periadriatischen Rensengranit in Südtirol.- Erlanger geol. Abh., 98, 1-92, Erlangen.
- OFTEDAHL, J., 1958: Über die Verteilung von Strontium und Barium in den Eruptivgesteinen des Oslogebietes.- Norsk Geol. Tidsskr., 38, 221-229, Oslo.
- OGNIBEN, G., 1952: Studio chimico-petrografico sul Monte Sabin.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 17, 1-83, Padova.
- ONOFRI, R., 1967: La massa gabbrica del passo di Valles nell massiccio granitico di Bressanone.- Per.Min.,36,515-538,Roma.
- OXBURGH, E.R., 1972: Flake tectonics and continental collision.- Nature, 239, 115-145, Wien.
- OXBURGH, E.R., LAMBERT, R.St.J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J.G., 1966: Potassium-Argon age studies across the southeast margin of the Tauern Window.- Verh.Geol.B.-A., 1966,17-33, Wien.
- PETRASCHECK, W., 1905: Über Gesteine der Brixener Masse und ihrer Randbildungen.- Jb.k.u.k.Geol.R.-A., 54, 47-74, Wien.
- PICHLER, A., 1871: Beiträge zur Geognosie von Tirol, I. Die Granitmasse von Brixen.- N.Jb.Min.Geol.Paläont., 1871, 256-272, Stuttgart.
- POTENZA, R. & POTENZA BIANCHI, B., 1974: Bibliografia dell'Ercinico nelle Alpi.- Mem.Soc.Geol.It., 13, 363-418, Pisa.
- PROSSER, E., 1975: Petrographisch-geochemische Untersuchungen im Zillertaler Zentralgneiskern. Ein Beitrag zum Zentralgneisproblem der westlichen Hohen Tauern.- Diss.Univ.München, 70 S., München.

- RAMDOHR, P., 1960: Neue Beobachtungen an radioaktiven Höfen in verschiedenen Mineralien mit kritischen Bemerkungen zur Auswertung der Höfe zur Altersbestimmung.- Geol.Rdsch., 49, 253-263, Stuttgart.
- RANKAMA, K., 1946: On the geochemical differentiation in the earth's crust.- Bull.Comm.Geol.Finlande, 137, 1-39, Helsinki.
- REIN, G., 1961: Die quantitativ-mineralogische Analyse des Malsburger Granitplutons und ihre Anwendung auf Intrusionsform und Differentiationsverlauf.- Jh.geol.L.-Amt Baden-Württ., 5, 53-116, Freiburg.
- RITTMANN, A., 1929: Die Zonenmethode.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., Sonderh., 9, Zürich.
- ROEDER, D., 1976: Die Alpen aus plattentektonischer Sicht.- Z. dt.geol.Ges., 127, 87-103, Hannover.
- RYBACH, L. & MÜLLER, St., 1977: Die Geotraverse Basel - Chiasso aus geophysikalischer Sicht.- Int.Symp. "Geodynamics and geotraverses around the Alps.", München/Salzburg, (als Ms. verv.).
- SALOMON, W., 1897: Über das Alter der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.- Eclog.Geol.Helv., 5, 33-38, Lausanne.
- , 1898: Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 17, 109-284, Wien.
- , 1910: Die Adamellogruppe.- Abh.Geol.R.-A., 21, 1-603, Wien.
- SANDER, B., 1906: Geologische Beschreibung des Brixener Granits.- Jb.k.u.k.Geol.R.-A., 56, 707-744, Wien.
- , 1912: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes.- Jb.k.u.k.Geol.R.-A., 62, 219-288, Wien.
- , 1921: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern.- Jb. Geol.Staatsanst. Wien, 1920, 273-296, Wien.
- , 1925: Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone 1:100 000.- Uff.idrogr.d.R.magistr. all.Sez.geol., 56 S., Padova.
- , 1929: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Brixener und Meraner Gebietes.- Der Schlern, 16, 1-111, Innsbruck.
- SASSI, F.P., 1972: The petrological and geological significance of the b₀ values of potassic white micas in lowgrade metamorphic rocks. An application to the eastern alps.- Tscherm.Min.Petr.Mitt., 18, 105-113, Wien.
- SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A., 1972: Il significato geologico del complesso del Turrntaler (Pusteria) con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico delle Alpi Orientali.- Boll.Soc.Geol.It., 91, 533-557, Roma.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G., 1974: Some considerations on the south-alpine basement of the Eastern Alps. Jb.Geol.Paläont. Mh., 1974, 609-624, Stuttgart (1974 a).
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. & DEL MORO, A., 1974: The Austrides to the south of the Tauern Window and the periadriatic lineament between Mules and Mauthen.- N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 1974, 421-434, Stuttgart (1974 b).

- SASSI, F.P. & ZIRPOLI, G., 1973: Sulla distribuzione di sillimanite nel basamento austroalpino a sud della Finestre dei Tauri (Alpi orientali).- Boll.Soc.Geol.It., 92, 831-839, Roma.
- SATIR, M., 1974: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der westl. Hohen Tauern: Interpretation und geologische Bedeutung.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 54, 213-228, Zürich.
- , 1975: Die Entwicklungsgeschichte der Westlichen Hohen Tauern und der Südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen.- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 30, 1-84, Padova.
- , 1976: Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern.- Geol.Rdsch., 65, 394-410, Stuttgart.
- SCHARBERT, S., 1975: Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten).- Verh. Geol.B.-A., 1975, 301-304, Wien.
- SCHINDLMAYR, W.-E., 1968: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Mauls und Stilfes in Südtirol.- Diss.Univ.München, 113 S., München 1968.
- SCHMIDEGG, O., 1936: Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen.- Jb.Geol.B.-A., 86, 115-149, Wien.
- , 1961: Geologische Übersicht der Venediger-Gruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F.KARL und O.SCHMIDEGG.- Verh.Geol.B.-A., 1961, 35-55, Wien.
- SCHMIDT, K., 1976: "Subfluenz" und "Subduktion" in den Alpen.- Z.dt.geol.Ges., 127, 53-72, Hannover.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N., 1967: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges.- Eclog.Geol.Helv., 60, 529-536, Basel.
- SCHROLL, E., 1966: Zur Geochemie der seltenen Elemente in granitoiden Gesteinen.- Tschermin.Petr.Mitt., 11, 317-347, Wien.
- , 1975: Analytische Geochemie. Bd. I. Methodik.- Ferd. Enke, 292 S., Stuttgart.
- , 1976: Analytische Geochemie. Bd. II. Grundlagen und Anwendungen.- Ferd. Enke, 374 S., Stuttgart.
- SCHROLL, E. & GROHMANN, H., 1966: Beitrag zur Kenntnis des K/Rb-Verhältnisses in magmatischen Gesteinen.- Geol.Rdsch., 55, 261-274, Stuttgart.
- SCHWANDER, H. & WENK, E., 1965: Monazit als Kern pleochroitischer Höfe in Biotiten der Tessiner Gneise.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., 45, 797-806, Zürich.
- SCHWINNER, R., 1947: Homologien und Analogien in der Tektonik der Ostalpen.- Jb.Geol.B.-A., 90, 3/4, 95-115, Wien.
- SCOLARI, A. & ZIRPOLI, G., 1970: Fenomeni di metamorfismo di contatto nella fillade sudalpina indotti da massiccio granitico di Bressanone.- Mem.Mus.Trid.Sc.Nat., 18, 173-222, Trento.
- , 1972: Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austriatici e pennidici della Val di Valles (Alto Adige).- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 29, 1-32, Padova.

- SCOLARI, A. & ZIRPOLI, G., 1973: Effetti del metamorfismo alpino sugli scisti austriaci della Val di Valles (Alto Adige) e confronto con l'evoluzione dei contigui scisti penninici.- Mem.Acc.Patav.SS.LL.AA., 85, 19-48, Padova.
- SEN, N., NOCKOLDS, S.R. & ALLEN, R., 1959: Trace elements in minerals from rocks of the southern Californian batholith.- Geochim.Cosmochim.Acta, 16, 58-78, London.
- SHAW, D.M., 1968: A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis.- Geochim.Cosmochim.Acta, 32, 573-601, London.
- SMALES, A.A. & WAGER, L.K., 1960: Methods in geochemistry.- Interscience, 180 S., New York.
- STARK, M., 1936: Pleochroitische (radioaktive) Höfe, ihre Verbreitung in den Gesteinen und Veränderlichkeit.- Chem.d.Erde, 10, 566-630, Jena.
- STAVROV, O.D., 1966: Rubidium as a differentiation indicator for Granite magmas.- Sowjet.Geol., 6, 101-112, Moskau.
- STAVROV, O.D., STOLYAROV, I.S. & IOVCHEVA, E.I., 1969: Geochemistry and origin of the Verkh-Iset granitoid massif in the Central Ural.- Geochem.Int., 6, 1138-1146, Washington.
- STRECKEISEN, A., 1966: Die Klassifikation der Eruptivgesteine.- Geol.Rdsch., 55, 478-490, Stuttgart.
- , 1974: Classification and nomenclature of plutonic rocks.- Geol.Rdsch., 63, 773-786, Stuttgart.
- TABORSKY, F.K., 1962: Geochemie des Apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes.- Beitr.Min.Petr., 8, 354-392, Berlin.
- TAUSON, L.V., 1965: Factors in the distribution of the trace elements during the crystallization of magmas.- Phys.Chem.Earth, 6, 215-249, London.
- TAYLOR, S.R., 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table.- Geochim.Cosmochim.Acta, 28, 1273-1285, London.
- , 1965: The application of trace element data to problems in petrology.- Phys.Chem.Earth, 6, 133-213, London.
- TAYLOR, S.R., EMELEUS, C.H. & EXLEY, C.S., 1956: Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance.- Geochim.Cosmochim.Acta, 10, 224-229, London.
- TELLER, F., 1881: Zur Tektonik der Brixener Granitmasse und ihrer nördlichen Umrandung.- Verh.Geol.R.-A., 1881, 69-74, Wien.
- TOLLMANN, A., 1963: Ostalpensynthese.- Deuticke, 256 S., Wien.
- , 1975: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues in den Hohen Tauern.- N.Jb. Geol.Paläont.Abh., 148, 286-319, Stuttgart.
- TRÜGER, W.E., 1969: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband.- Schweizerbarth, 822 S., Stuttgart.
- TUREKIAN, K.K. & KULP, J.L., 1956: The geochemistry of Sr.- Geochim.Cosmochim.Acta, 10, 245-296, London.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H., 1961: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.- Bull.Geol. Soc.Am., 72, 175-195, New York.

- TUTTLE, O.F., 1955: L'origine et la classification des granites à la lumiere des études expérimentales dans le systeme $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O .- Sci.de la Terre, 1955, 299-309, Nancy.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L., 1958: Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O .- Mem.Geol.Soc.Am., 74, 1-154, Boulder.
- VANCE, J.A., 1961: Zoned granitic intrusions - an alternative hypothesis of origin .- Bull.Geol.Soc.Am., 72, 1723-1728, New York.
- VAN DE KAMP, P.C., 1968: Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, Southeastern Ontario.- Canad.J. Earth.Sc., 5, 1337-1372, Ottawa.-
- VETTERS, H., 1947: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten.- Geol.B.-A., 351 S., Wien.
- , 1968: Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete.- Geol.B.-A., Wien.
- VINOGRADOV, A.P., 1962: Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust.- Geochem., 7, 641-664, Washington.
- VLASOV, K.A., 1966: Geochemistry of rare elements.- Israel program for scientific translations, Jerusalem .
- VOLBORTH, A., 1969: Elemental analysis in geochemistry. Methods in geochemistry and geophysics.- Elsevier, 373 S., Amsterdam.
- WAGER, L.S. & MITCHELL, R.L., 1951: The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma - a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland.- Geochim.Cosmochim.Acta, 1, 129-208, London.
- WHITENY, P.R., 1966: Variation of K/Rb ratio in migmatitic paragneisses of northwestern Adirondacks.- Geochim.Cosmochim.Acta, 33, 1203-1211, London.
- WHITTEN, E.H.T., 1959: Composition trends in a granite: Modal variation and ghoststratigraphy in part of the Donegal granite, Eire.- J.Geophys.Res., 64, 835-848, Washington.
- , 1962: A new method for determination of the average composition of a granite massif.- Geochim.Cosmochim.Acta, 26, 545-560, London.
- WINKLER, H.G.F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine.- Springer, 237 S., Berlin.
- WINTER, H., 1968: Chemische und optische Untersuchungen an moldanubischen Biotiten.- Diss.Univ.München, 138 S., München.
- ZANETTIN, B., 1956: Il gruppo del Marser (Adamello occidentale).- Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 19, 1-86, Padova.
- , 1971: Recent geological investigations in Southern Tyrol - Alto Adige, Eastern Alps.- Verh.Geol.B.-A., 1971, 315-325, Wien.
- ZIRPOLI, G., 1968: Studio chimico-petrografico do alcuni filoni sialici ad impronta epimetamorfica delle valle de Passo (Alto Adige).- Mem.Acc.SS.LL.AA., 80, 489-498, Padova.
- , 1969: La massa intrusiva di Monte Alto (Alto Adige).- Mem.Acc. Pat.SS.LL.AA., 82, 1-31, Padova.

Anhang

=====

Gesamteisen wurde als Fe_2O_3 bestimmt. P_2O_5 wurde nicht analysiert, da es nach der Mehrzahl der angeführten Autoren für die Isoelementmethode nicht verwendet werden kann. Auch für weitere Vergleiche ist es nicht unbedingt aussagekräftig.

Die Berechnung der NIGGLI-Parameter und der CIPW-Norm erfolgte mit Hilfe eines Rechenprogrammes an der Rechenanlage des Leibniz-Rechenzentrums der TU München.

Die Buchstaben für die jeweiligen Probennummern lauten:

R Rensen Pluton Hauptfazies	A Altenberg Pluton
BR Rensen Pluton Bas. Fazies	T Rieserferner Pluton
GR Rensen Pluton Gangfolge	B Brixener Pluton
H Orthogneise	IF Iffinger Pluton
W Winnetal Pluton	K Kreuzberg Pluton

Proben für die Prüfung der lokalen Inhomogenitäten im Rensen Pluton: Je 5 Proben für die Hauptfazies (R 34-R 34 D) und die basischere Fazies (BR 20 - BR 20 D).

Lage der Probepunkte:

Rensen Pluton und Orthogneise s. Abb. 14 und 15.

Für die Probepunkte des Brixener, Iffinger, Kreuzberg, Winnetal und Altenberg sind die Rechts- und Hochwerte angegeben.

Dafür wurden die amtlichen italienischen Karten 1:50 000, Blätter 007 Vipiteno, 008 Campo Tures, 013 Merano, 014 Bressanone, und 026 Appiano verwendet. Da im Blatt 009 Anterselva kein entsprechendes Gradnetz vorhanden ist, konnten diese Werte für den Rieserferner Pluton nicht angegeben werden. Die Proben stammen aus dem Bereich des Tauferer- und Antholzer Tales.

Für die Einteilung des Gradnetzes der Tafel I wurden die amtlichen italienischen Karten 1:10 000, Blätter 34, 48, 63 und 1:25 000, Blatt Valles herangezogen.

Nr.	GR2	GR3	R4	R5	R6	R7	R8	BR9
Gew.-%								
SiO ₂	72.3	75.4	68.0	69.2	67.6	68.4	64.8	53.3
TiO ₂	0.17	0.02	0.37	0.31	0.34	0.33	0.49	0.84
Al ₂ O ₃	15.7	16.9	14.0	16.1	18.3	16.0	17.8	18.0
Fe ₂ O ₃	2.02	0.54	3.72	3.27	3.57	3.57	4.88	8.55
MnO	0.02	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.06	0.07
MgO	1.12	0.64	2.44	1.78	2.03	1.91	2.90	4.43
CaO	3.19	1.32	3.89	4.59	4.55	4.41	5.39	9.32
Na ₂ O	0.61	4.15	3.54	3.67	3.4	3.06	2.65	1.97
K ₂ O	2.73	2.80	1.80	1.72	2.18	1.99	1.68	0.99
GV	1.2	0.6	0.8	1.2	0.6	1.3	0.8	1.7
Sum.	99.1	102.4	98.6	101.9	102.6	101.0	101.5	99.2

ppm

Rb	160	160	90	79	121	72	83	34
Sr	450	600	415	481	488	463	409	378
Zr	40	20	130	136	135	118	178	275
Ba	444	326	634	722	648	730	688	371

Niggli

si	397	401	290	286	259	285	232	147
al	50.8	52.9	35.1	39.2	41.3	39.3	37.5	29.2
fm	17.6	7.3	27.5	21.3	22.0	23.2	28.8	36.1
c	18.8	7.5	17.7	20.3	18.6	19.7	20.6	27.5
k	0.75	0.34	0.25	0.24	0.30	0.30	0.29	0.25
mg	0.52	0.69	0.56	0.52	0.53	0.51	0.54	0.50

CIPW

Q	48.4	34.89	26.4	26.6	24.2	28.2	23.7	7.5
or	16.1	18.77	10.6	10.1	12.8	11.7	9.9	5.8
ab	5.2	35.08	29.9	31.0	28.7	25.8	22.4	16.6
an	15.8	6.54	16.9	22.3	22.5	21.8	26.7	37.3

Nr.	R10	R11	R12	R13	R14	R15	R16	R17
Gew.-%								
SiO ₂	63.0	71.6	63.9	65.8	68.3	69.1	68.0	66.0
TiO ₂	0.58	0.26	0.23	0.35	0.34	0.30	0.34	0.45
Al ₂ O ₃	17.9	15.8	18.6	17.0	15.7	15.7	16.3	15.8
Fe ₂ O ₃	5.49	3.20	2.65	3.49	3.79	3.29	3.88	4.66
MnO	0.05	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	3.09	1.49	1.52	1.91	1.98	1.80	1.72	2.58
CaO	6.33	3.19	6.34	4.70	4.71	4.54	4.37	5.10
Na ₂ O	3.13	3.4	3.47	3.40	4.76	3.99	3.13	1.90
K ₂ O	0.94	1.81	1.54	2.13	0.90	2.00	2.58	1.99
GV	0.9	1.0	0.7	0.9	1.1	0.9	1.2	0.9
Sum.	101.4	101.8	99.0	99.7	101.6	101.8	101.6	99.4

ppm

Rb	52	84	76	112	48	105	144	107
Sr	444	416	556	488	565	471	415	394
Zr	200	80	85	124	130	125	129	150
Ba	482	559	405	750	317	683	758	589

Niggli

si	212	328	242	261	270	283	278	261
al	35.4	42.6	41.5	39.7	36.5	37.8	39.2	36.8
fm	29.5	21.3	16.2	21.8	23.0	21.2	22.5	29.2
c	22.8	15.6	25.7	19.9	19.9	19.8	19.1	21.6
alk	12.2	20.3	16.4	18.4	20.4	21.0	19.1	12.3
k	0.17	0.26	0.23	0.29	0.11	0.25	0.35	0.41
mg	0.52	0.48	0.53	0.52	0.50	0.52	0.46	0.52

CIPW

Q	19.3	33.6	20.3	22.5	22.4	24.3	25.2	29.3
or	5.5	10.6	9.0	12.5	5.3	11.8	15.2	11.7
ab	26.5	28.7	29.3	28.7	40.2	33.7	26.4	16.0
an	31.4	15.8	30.6	23.3	18.8	19.0	21.6	25.2

Nr.	BR18	BR19	BR20	R21	BR22	R23	R24	BR25
Gew.-%								
SiO ₂	56.5	60.3	60.6	65.0	56.4	67.7	63.2	57.2
TiO ₂	0.83	0.60	0.67	0.47	0.78	0.27	0.54	0.78
Al ₂ O ₃	15.0	18.3	17.9	15.6	16.2	15.7	15.8	17.4
Fe ₂ O ₃	8.60	5.54	6.36	4.76	8.04	2.98	4.99	7.54
MnO	0.08	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.14	0.14
MgO	4.29	2.37	3.35	3.17	4.70	1.59	2.95	3.89
CaO	8.60	6.88	6.96	5.78	8.30	4.16	5.71	8.03
Na ₂ O	2.04	2.86	3.47	2.79	1.90	3.33	3.26	1.84
K ₂ O	1.18	1.91	1.68	1.45	1.38	2.18	1.59	1.24
GV	1.8	0.9	0.8	1.6	1.1	0.8	0.9	1.1
Sum.	98.9	99.7	101.9	100.7	98.9	98.8	99.1	99.2

ppm

Rb	48	96	83	58	59	120	72	52
Sr	354	451	400	410	345	408	371	353
Zr	260	200	220	150	240	112	182	260
Ba	445	535	620	650	443	562	558	473

Niggli

si	168	202	188	237	165	292	227	173
al	26.2	36.0	32.7	33.6	27.8	39.9	33.4	31.0
fm	38.3	25.9	30.4	30.5	38.2	20.1	29.6	35.1
c	27.3	24.6	23.1	22.6	25.9	19.2	21.9	26.0
alk	8.1	13.3	13.7	13.2	7.9	20.6	14.9	7.8
k	0.28	0.31	0.24	0.25	0.32	0.32	0.24	0.31
mg	0.49	0.46	0.51	0.57	0.53	0.51	0.53	0.50

CIPW

Q	12.4	14.8	11.1	23.4	11.8	25.6	19.03	14.4
or	6.9	11.2	9.9	8.5	8.1	14.3	9.3	7.3
ab	17.2	24.1	29.3	23.5	16.0	28.1	27.5	15.5
an	28.2	31.4	28.3	25.7	31.6	20.6	23.7	35.5

Nr.	R26	BR27	R28	R29	R30	R31	R32	R34
Gew.-%								
SiO ₂	68.0	59.6	68.4	68.8	66.5	67.6	68.6	66.4
TiO ₂	0.34	0.77	0.26	0.30	0.41	0.39	0.30	0.29
Al ₂ O ₃	16.5	15.4	15.0	16.0	16.3	15.4	16.8	16.3
Fe ₂ O ₃	3.42	7.77	2.72	3.14	4.19	4.00	3.14	3.11
MnO	0.08	0.15	0.07	0.08	0.10	0.11	0.08	0.09
MgO	1.79	3.82	1.38	1.67	2.25	2.06	1.92	1.84
CaO	4.08	7.26	4.11	4.31	4.64	4.56	4.42	4.26
Na ₂ O	3.33	1.97	3.33	2.72	3.33	3.33	2.72	3.74
K ₂ O	2.20	1.18	2.35	2.19	2.12	2.16	2.01	2.06
GV	0.5	0.9	0.5	0.4	1.0	1.0	0.6	1.0
Sum.	100.2	98.8	98.1	99.6	100.9	100.6	100.6	99.1

ppm

Rb	112	44	110	114	106	100	94	120
Sr	406	347	409	419	382	416	409	480
Zr	130	250	100	107	135	130	92	102
Ba	700	426	590	711	521	751	554	710

Niggli

si	283	191	309	299	258	273	287	273
al	40.4	29.1	39.9	41.0	37.3	36.6	41.5	39.5
fm	22.0	37.4	18.8	21.4	25.5	24.9	22.2	21.2
c	18.1	24.9	19.8	20.0	19.3	19.7	19.8	18.8
alk	19.2	8.5	21.3	17.5	17.8	18.6	16.4	20.3
k	0.30	0.28	0.32	0.35	0.30	0.30	0.33	0.27
mg	0.50	0.49	0.49	0.51	0.51	0.50	0.54	0.53

CIPW

Q	26.4	18.3	27.5	30.6	22.7	24.7	30.5	22.6
or	12.9	6.9	13.8	12.9	12.6	12.7	11.8	12.1
ab	28.1	16.6	28.1	22.9	28.1	28.1	22.9	31.6
an	20.2	29.6	19.0	21.3	23.0	20.6	21.9	21.1

Nr.	R36	R38	R39	R40	R41	R42	R43	R44
Gew.-%								
SiO ₂	67.6	65.4	65.1	68.0	67.3	68.0	67.1	66.2
TiO ₂	0.31	0.37	0.40	0.26	0.31	0.31	0.30	0.40
Al ₂ O ₃	16.4	15.4	16.6	15.1	15.8	17.5	14.7	16.1
Fe ₂ O ₃	3.28	3.65	3.87	2.82	3.35	3.27	3.10	3.03
MnO	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.05
MgO	1.69	2.04	1.74	1.32	1.61	1.75	1.73	1.90
CaO	4.56	5.13	4.70	4.26	4.26	4.24	4.19	4.84
Na ₂ O	3.20	3.33	3.40	2.86	3.26	3.81	3.67	3.33
K ₂ O	2.06	1.69	2.01	1.87	1.91	2.03	2.19	1.71
GV	0.7	1.8	1.2	1.8	1.2	0.9	1.2	0.9
Sum.	99.9	98.9	99.1	98.4	99.1	101.9	98.3	98.5

ppm

Rb	120	99	99	103	114	103	93	104
Sr	454	524	535	494	482	503	453	521
Zr	85	131	150	90	85	110	76	130
Ba	563	653	566	477	651	587	619	531

Niggli

si	281	265	261	311	289	273	290	274
al	40.2	36.7	39.1	42.0	40.0	41.0	37.5	39.2
fm	21.0	23.6	22.3	19.0	21.5	20.6	21.5	21.3
c	20.3	22.2	20.1	20.8	19.6	18.2	19.4	21.4
alk	18.3	17.3	18.3	18.1	18.8	20.0	21.4	17.8
k	0.30	0.25	0.28	0.30	0.28	0.26	0.28	0.25
mg	0.50	0.52	0.46	0.47	0.48	0.51	0.52	0.55

CIPW

Q	26.5	23.7	22.2	31.1	27.1	24.0	24.4	25.0
or	12.1	9.9	11.8	11.0	11.2	11.9	12.9	10.0
ab	27.0	28.1	28.7	24.1	27.5	32.2	31.0	28.1
an	22.6	22.1	23.3	21.1	21.1	21.0	17.1	23.9

Nr.	R45	R46	R47	BR48	R49	R50	R51	R52
Gew.-%								
SiO ₂	70.7	67.8	69.0	58.7	69.3	68.2	68.4	65.7
TiO ₂	0.26	0.28	0.28	0.72	0.29	0.30	0.30	0.41
Al ₂ O ₃	14.9	15.4	15.9	17.3	15.4	16.9	16.0	17.2
Fe ₂ O ₃	2.93	3.03	3.11	7.20	3.21	3.21	3.13	4.30
MnO	0.08	0.08	0.05	0.08	0.04	0.08	0.04	0.05
MgO	1.48	1.68	1.83	3.60	1.89	1.84	1.80	1.25
CaO	4.00	4.14	4.43	7.50	4.16	4.42	4.17	4.73
Na ₂ O	2.72	3.60	3.74	2.40	3.88	3.74	3.54	3.26
K ₂ O	1.90	1.89	1.95	1.10	2.05	2.20	2.26	2.08
GV	0.8	0.8	0.5	1.0	0.7	0.6	0.6	1.1
Sum.	99.8	98.8	100.8	99.6	100.9	101.5	100.2	100.1

ppm

Rb	108	106	111	50	123	110	138	91
Sr	463	472	478	370	488	490	464	424
Zr	56	97	112	230	120	95	115	139
Ba	648	569	650	470	617	583	842	570

Niggli

si	320	293	286	234	290.3	273	286	265
al	39.8	39.2	38.8	35.7	38.0	39.9	39.5	40.8
fm	20.3	20.9	21.2	32.8	22.0	20.9	21.2	20.7
c	19.4	19.1	19.7	13.9	18.6	18.9	18.7	20.4
alk	20.4	20.6	20.2	17.5	21.2	20.1	20.4	18.0
k	0.41	0.27	0.26	0.45	0.26	0.28	0.30	0.30
mg	0.49	0.52	0.53	0.50	0.53	0.52	0.53	0.36

CIPW

Q	30.82	25.8	25.6	18.9	25.3	23.5	25.3	23.8
or	17.3	11.8	11.5	19.8	12.1	12.9	13.3	12.2
ab	22.9	30.4	31.6	22.9	32.8	31.6	29.9	27.5
an	19.7	19.9	20.8	17.5	18.5	21.9	20.6	23.6

Nr.	R53	R54	R55	BR56	R57	R58	R59	R60
Gew.-%.								
SiO ₂	70.4	66.5	66.7	52.2	62.9	59.8	67.4	68.7
TiO ₂	0.32	0.42	0.45	0.86	0.41	0.63	0.34	0.33
Al ₂ O ₃	15.2	17.6	17.3	16.8	16.7	15.3	16.4	16.0
Fe ₂ O ₃	3.45	4.58	4.77	8.94	4.37	6.69	3.57	3.45
MnO	0.04	0.05	0.05	0.08	0.05	0.06	0.05	0.05
MgO	1.68	3.06	2.64	5.16	3.06	4.16	1.91	2.06
CaO	4.09	5.24	4.64	9.28	5.71	6.23	4.27	4.46
Na ₂ O	3.54	1.63	3.06	3.12	2.89	2.38	3.60	3.40
K ₂ O	2.23	1.97	1.35	1.20	2.02	1.96	2.37	2.18
GV	0.6	1.1	0.5	1.2	0.9	1.5	0.6	0.6
Sum.	101.6	101.9	101.5	98.8	99.0	99.2	100.5	101.2

ppm

Rb	134	82	87	45	96	50	131	128
Sr	396	432	415	367	456	361	390	402
Zr	119	140	155	232	120	205	113	111
Ba	724	523	681	455	489	692	845	628

Niggli

si	302	249	253	137	225	192	272	279
al	38.4	38.8	38.4	25.9	35.2	28.9	38.9	38.3
fm	21.9	30.1	28.4	38.0	28.2	38.3	22.4	23.1
c	18.7	21.0	18.7	26.0	21.9	21.3	18.4	19.4
alk	20.8	9.9	14.4	9.9	14.6	11.4	20.1	19.0
k	0.29	0.40	0.23	0.20	0.32	0.35	0.30	0.30
mg	0.49	0.57	0.52	0.53	0.58	0.57	0.51	0.54

CIPW

Q	27.9	31.6	26.9		18.9	14.8	22.9	25.6
or	13.1	9.8	7.9	7.0	11.9	11.5	13.9	12.8
ab	29.9	13.7	25.8	26.3	24.4	20.1	30.4	28.7
an	19.0	25.9	23.0	28.2	26.6	25.2	21.1	21.9

Nr.	W1	W2	W3	W4	A1	A2	A3	A4
Gew.-%								
SiO ₂	66.8	68.2	67.8	68.8	67.3	67.1	66.8	68.1
TiO ₂	0.32	0.39	0.31	0.37	0.37	0.42	0.36	0.29
Al ₂ O ₃	16.0	15.7	16.8	17.2	17.5	16.6	17.9	16.1
Fe ₂ O ₃	3.90	4.62	3.95	3.02	3.31	5.20	3.02	3.72
MnO	0.07	0.06	0.07	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07
MgO	2.22	2.32	2.02	1.72	2.20	2.50	1.80	1.50
CaO	4.70	5.01	3.92	4.32	3.61	5.02	4.60	3.40
Na ₂ O	3.10	2.72	3.24	3.32	3.13	2.82	3.30	3.74
K ₂ O	1.85	2.02	1.96	1.35	2.22	1.61	1.85	2.35
GV	0.9	0.6	0.7	0.5	0.6	0.5	0.8	0.7
Sum.	99.9	101.6	100.8	100.7	100.3	101.8	100.5	100.5

ppm

Rb	100	115	104	75	124	82	106	148
Sr	455	430	485	475	403	435	420	415
Zr	100	145	125	115	150	125	115	85
Ba	590	630	620	490	680	530	540	650

Niggli

si	268	267	276	290	275	252	269	285
al	37.8	36.2	40.4	42.7	42.2	36.8	42.4	49.7
fm	25.3	27.4	24.6	20.6	23.8	28.9	20.2	21.3
c	20.2	21.0	17.1	19.5	15.8	20.2	19.8	17.5
alk	16.8	15.4	17.9	17.2	18.2	14.1	17.6	21.5
k	0.28	0.33	0.28	0.21	0.32	0.27	0.27	0.29
mg	0.52	0.49	0.50	0.52	0.56	0.48	0.53	0.44

CIPW

Q	25.6	27.3	27.2	30.5	27.3	26.4	25.9	24.1
or	10.9	11.9	11.6	8.0	13.1	9.5	10.9	13.9
ab	26.2	23.0	27.4	28.1	26.5	23.8	27.9	31.6
an	23.3	24.7	19.4	21.4	17.9	24.9	22.8	19.3

Nr.	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	GR61
Gew.-%								
SiO ₂	61.8	67.0	70.6	61.4	57.1	64.3	67.6	70.8
TiO ₂	0.70	0.33	0.20	0.69	0.76	0.43	0.37	0.11
Al ₂ O ₃	16.7	18.8	17.2	16.5	19.2	17.7	15.8	15.7
Fe ₂ O ₃	6.65	2.60	2.23	5.99	6.82	3.61	4.21	1.73
MnO	0.08	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
MgO	3.82	1.51	1.15	2.96	3.41	2.21	2.22	0.86
CaO	7.22	3.52	3.42	5.99	6.81	5.41	4.81	2.72
Na ₂ O	2.05	3.05	3.55	2.58	2.26	4.15	3.71	3.20
K ₂ O	1.69	1.65	2.63	2.31	1.35	2.12	3.31	2.51
GV	0.7	1.1	0.8	0.9	1.4	0.7	0.6	1.2
Sum.	101.4	99.4	101.8	99.4	98.7	100.7	102.7	98.9

ppm

Rb	77	81	151	136	56	121	179	150
Sr	374	435	522	320	362	424	454	479
Zr	235	110	64	206	224	154	124	35
Ba	605	632	792	531	412	682	872	502

Niggli

si	197	294	316	211	178.9	232	253	363
al	31.3	48.6	45.3	33.5	35.5	37.7	34.9	47.4
fm	34.3	17.4	15.4	30.8	32.1	21.9	24.4	13.4
c	24.6	16.5	16.4	22.1	22.9	21.0	19.3	14.9
alk	9.8	17.6	22.9	13.7	9.6	19.4	21.4	24.1
k	0.35	0.26	0.33	0.37	0.28	0.25	0.37	0.34
mg	0.53	0.49	0.50	0.49	0.50	0.54	0.51	0.49

CIPW

Q	18.7	31.7	29.3	16.9	14.5	15.5	18.4	34.1
or	10.0	9.7	15.5	13.6	8.0	12.5	19.5	14.8
ab	17.3	25.8	30.0	21.8	19.1	35.1	31.4	27.0
an	31.4	17.5	17.0	26.6	33.8	23.4	16.7	13.4

Nr.	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B8	B9
Gew.-%								
SiO ₂	71.9	72.6	71.1	74.4	69.0	71.5	70.1	68.7
TiO ₂	0.34	0.28	0.40	0.26	0.42	0.32	0.45	0.43
Al ₂ O ₃	15.2	12.3	13.4	12.9	13.6	13.2	15.3	13.9
Fe ₂ O ₃	3.08	2.33	3.36	2.25	3.59	2.75	3.93	3.63
MnO	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.04
MgO	1.16	1.12	1.29	0.90	1.50	1.39	1.38	1.38
CaO	2.57	2.00	2.75	2.16	2.78	2.18	2.72	2.88
Na ₂ O	3.26	3.06	3.33	3.20	3.06	2.99	2.92	2.92
K ₂ O	3.87	3.82	3.21	3.73	3.70	3.99	3.72	3.60
GV	0.3	0.9	0.8	0.7	0.9	0.8	0.9	1.1
Sum	101.7	98.5	99.7	100.5	98.6	99.2	101.4	98.6

ppm

Rb	231	236	215	235	220	253	224	209
Sr	194	170	250	186	225	175	217	232
Zr	143	119	179	126	181	144	159	203
Ba	509	495	678	382	565	678	676	591

Niggli

si	336	368	362	403	324	357	312	324
al	41.8	39.7	40.2	41.1	37.6	39.6	40.7	38.5
fm	19.0	18.9	22.8	16.6	23.3	21.1	22.7	22.7
c	12.8	11.7	15.0	12.5	13.9	11.8	13.2	14.5
alk	26.2	29.6	21.9	29.6	25.0	27.5	23.5	24.1
mg	0.42	0.48	0.43	0.44	0.45	0.50	0.41	0.43
k	0.44	0.45	0.25	0.43	0.44	0.47	0.46	0.45

CIPW

Q	28.8	32.9	35.1	34.2	26.7	29.2	27.4	27.2
or	22.8	22.5	10.0	22.0	21.8	23.5	22.0	21.2
ab	27.5	25.8	28.1	27.0	25.8	25.2	24.5	24.6
an	12.7	8.55	13.6	9.8	12.4	10.8	13.5	14.1

Nr.	B10	B11	B13	B14	B15	B16	B17	B18
Gew.-%								
SiO ₂	68.7	69.6	68.6	69.0	73.4	70.5	68.2	69.5
TiO ₂	0.48	0.54	0.45	0.56	0.33	0.44	0.43	0.47
Al ₂ O ₃	16.2	14.0	14.7	14.6	14.5	15.3	15.8	15.4
Fe ₂ O ₃	4.16	4.75	4.12	4.78	2.95	3.88	3.68	4.02
MnO	0.04	0.09	0.08	0.09	0.03	0.04	0.03	0.04
MgO	1.30	1.79	1.56	1.83	1.36	1.29	1.29	1.37
CaO	3.11	3.00	2.78	2.98	2.09	2.83	2.84	3.16
Na ₂ O	3.20	2.79	3.94	2.92	2.65	2.99	2.65	3.13
K ₂ O	3.52	3.64	3.94	3.36	4.16	3.47	3.52	3.13
GV	0.8	1.1	1.2	1.5	0.8	0.7	0.7	0.8
Sum.	101.5	101.3	101.4	101.6	102.3	101.4	99.1	101.0

ppm

Rb	237	212	210	206	264	235	235	200
Sr	223	212	224	232	214	218	221	240
Zr	199	200	187	222	160	201	161	209
Ba	604	695	652	745	700	564	638	727

Niggli

si	295	305	292	297	362	320	312	308
al	40.9	36.1	36.9	37.3	42.1	40.9	42.5	40.1
fm	21.8	27.7	23.4	27.5	21.0	22.1	21.5	22.5
c	14.2	14.0	12.6	13.7	11.0	13.7	13.9	14.9
alk	22.9	22.0	26.9	21.4	25.7	23.2	22.0	22.2
k	0.42	0.46	0.40	0.43	0.51	0.43	0.47	22.2
mg	0.38	0.42	0.42	0.43	0.47	0.39	0.41	0.40

CIPW

Q	25.2	27.1	20.1	26.7	33.5	29.2	28.8	27.7
or	20.7	21.4	23.2	19.8	24.5	20.4	20.7	18.4
ab	27.0	23.5	33.3	24.6	22.4	25.2	22.4	26.4
an	15.4	14.8	10.7	14.7	10.3	14.0	14.0	15.6

Nr.	B20	B21	B22	B23	B24	B25	B26	B27
Gew.-%								
SiO ₂	66.7	69.0	67.3	67.0	71.7	68.6	68.6	72.4
TiO ₂	0.48	0.42	0.47	0.49	0.41	0.46	0.45	0.24
Al ₂ O ₃	16.1	15.1	15.0	15.7	15.4	14.5	15.0	14.7
Fe ₂ O ₃	4.10	3.84	4.08	3.99	3.65	3.98	3.91	2.68
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
MgO	1.41	0.88	1.59	1.22	1.05	1.29	1.21	0.84
CaO	3.05	2.69	3.24	2.88	2.54	2.97	2.85	2.06
Na ₂ O	2.72	1.70	2.99	2.78	2.18	2.92	3.13	3.13
K ₂ O	3.70	3.97	3.76	3.82	3.60	3.77	4.09	4.08
GV	1.1	1.1	0.7	0.8	1.0	1.0	1.3	0.9
Sum.	99.4	99.7	100.2	98.6	101.6	99.5	100.6	101.1

ppm

Rb		250	247	261	255	253	246	266
Sr	216	236	231	227	161	187	185	216
Zr	169	162	147	165	183	149	150	174
Ba	831	704	843	673	753	894	728	708

Niggli

si	290	332	284	300	349	313	307	366
al	41.3	34.6	39.8	41.4	44.1	39.0	39.6	43.7
fm	22.7	20.3	23.1	21.7	21.1	22.5	21.4	16.6
c	14.1	13.8	14.6	13.8	13.2	14.5	13.6	11.1
alk	21.7	20.1	22.3	22.9	21.4	23.8	25.2	28.4
k	0.47	0.61	0.45	0.47	0.52	0.46	0.46	0.46
mg	0.40	0.31	0.43	0.37	0.36	0.39	0.38	0.38

CIPW

Q	25.3	34.2	23.4	25.5	35.7	26.2	24.1	31.0
or	21.8	23.4	22.1	22.5	21.2	22.2	24.1	24.0
ab	22.9	14.3	25.2	23.5	18.4	24.6	26.4	26.4
an	15.0	13.3	16.0	14.2	12.5	14.7	14.1	10.2

Nr.	B28	B29	B30	B31	B32	B33	B34	B 35
Gew.-%								
SiO ₂	68.5	68.5	68.5	66.6	66.8	68.3	67.1	68.5
TiO ₂	0.50	0.43	0.35	0.50	0.44	0.42	0.44	0.49
Al ₂ O ₃	14.4	15.3	15.7	16.4	16.7	14.4	14.9	16.0
Fe ₂ O ₃	4.17	3.80	8.18	4.23	3.92	3.97	3.88	4.34
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
MgO	1.72	0.56	1.20	1.80	1.28	1.39	1.24	1.46
CaO	3.21	2.72	2.08	3.09	2.64	2.48	3.09	2.50
Na ₂ O	2.99	3.47	3.06	2.65	2.99	2.99	2.86	2.99
K ₂ O	3.68	4.27	3.97	3.67	4.16	4.09	3.78	3.85
GV	1.1	1.6	1.1	0.9	1.6	1.6	1.4	1.7
Sum.	100.3	100.7	99.2	99.9	100.6	99.7	98.7	101.9

ppm

Rb	214	253	249	215	273	247	249	297
Sr	223	166	185	208	154	240	242	229
Zr	156	154	152	177	145	153	153	155
Ba	814	658	586	774	656	812	697	704

Niggli

si	299	314	325	280	289	314	304	290
al	37.0	41.4	43.6	40.6	42.5	39.0	39.7	41.1
fm	25.0	17.1	19.8	24.8	21.1	23.4	21.7	23.8
c	15.0	13.4	10.5	13.9	12.2	12.2	15.0	11.6
alk	22.9	27.9	25.9	20.6	24.0	25.3	23.4	23.3
k	0.45	0.45	0.46	0.48	0.48	0.47	0.47	0.46
mg	0.45	0.22	0.42	0.45	0.39	0.41	0.38	0.40

CIPW

Q	24.9	22.7	27.4	24.9	23.2	25.1	24.9	25.9
or	21.7	25.2	23.4	21.6	24.5	24.1	22.3	22.7
ab	25.2	29.3	25.8	22.4	25.2	25.2	24.1	25.2
an	15.0	13.4	10.3	15.3	13.0	12.2	15.3	12.3

Nr.	IF3	IF4	IF5	IF7	IF8	IF10	IF11	IF12
Gew.-%								
SiO ₂	67.9	70.2	68.6	65.8	66.4	66.5	66.8	65.0
TiO ₂	0.52	0.50	0.38	0.64	0.72	0.65	0.61	0.68
Al ₂ O ₃	16.7	14.7	13.5	14.8	14.6	15.0	15.7	15.5
Fe ₂ O ₃	4.20	4.26	3.74	4.40	5.47	4.53	4.71	5.09
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
MgO	1.68	1.35	1.39	1.54	1.76	1.85	1.50	1.75
CaO	3.21	2.87	2.02	3.36	3.70	3.34	3.37	3.15
Na ₂ O	1.09	2.79	3.06	2.99	2.92	2.38	3.47	2.72
K ₂ O	3.82	4.27	4.14	3.97	3.40	2.59	3.51	3.65
GV	1.0	0.7	1.4	0.5	0.9	1.3	0.8	1.8
Sum.	100.2	101.6	98.3	98.0	99.9	98.2	100.5	99.4

ppm

Rb	210	265	239	221	181	140	198	186
Sr	339	253	215	218	307	364	293	266
Zr	144	155	144	178	208	202	210	208
Ba	530	695	802	779	732	633	873	805

Niggli

si	302	313	332	281	273	295	279	271
al	43.7	38.6	38.5	37.2	35.3	39.1	38.6	38.1
fm	25.3	23.4	23.8	24.1	27.8	27.4	22.8	27.0
c	15.3	13.7	10.4	15.3	16.2	15.8	15.0	14.0
alk	15.5	24.2	27.1	23.2	20.5	17.5	23.4	20.7
k	0.70	0.50	0.47	0.47	0.43	0.42	0.40	0.47
mg	0.44	0.38	0.42	0.41	0.93	0.45	0.35	0.40

CIPW

Q	34.7	26.6	26.0	21.1	22.6	29.8	20.9	22.5
or	22.5	25.2	24.4	23.4	20.0	15.2	20.7	21.5
ab	9.2	23.5	25.8	25.2	24.6	20.1	29.3	22.9
an	15.9	14.2	10.0	15.2	16.6	16.5	16.7	15.6

Nr.	K1	K2	K3	K4	H1	H2
Gew.-%						
SiO ₂	70.2	69.1	71.7	73.6	74.0	70.2
TiO ₂	0.47	0.40	0.22	0.10	0.13	0.27
Al ₂ O ₃	14.0	15.8	15.6	16.1	15.4	16.5
Fe ₂ O ₃	3.76	2.94	2.09	1.50	1.65	2.97
MnO	0.04	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04
MgO	1.20	1.16	0.99	0.58	1.18	1.16
CaO	2.69	2.49	1.59	0.57	1.93	2.55
Na ₂ O	3.06	2.72	3.26	3.60	2.72	3.60
K ₂ O	3.81	4.09	4.64	4.44	3.75	3.28
GV	0.7	0.6	0.6	0.6	1.0	0.7
Sum.	99.9	99.3	100.7	101.1	101,8	101,3

ppm

Rb	223	339	348	373	236	205
Sr	200	214	157	52	346	400
Zr	189	141	125	123	94	131
Ba	603	679	589	749	660	855

Niggli

si	331	296	356	399	385	319
al	38.9	42.9	45.7	51.4	47.3	44.1
fm	21.9	20.5	15.3	10.9	15.8	18.1
c	13.6	13.8	8.4	3.3	10.8	12.4
alk	25.4	22.7	30.4	34.3	26.2	25.3
k	0.45	0.50	0.48	0.45	0.48	0.37
mg	0.38	0.37	0.49	0.43	0.58	0.43

CIPW

Q	27.7	26.0	28.6	32.5	36.7	27.5
or	22.4	24.1	27.3	26.2	22.1	19.4
ab	25.8	22.9	27.5	30.4	23.0	30.4
an	13.2	14.8	7.8	2.8	9.6	12.6

Probenahme für die Bestimmung der lokalen Inhomogenitäten

Nr.	R34A	R34B	R34C	R34D	BR20A	BR34B	BR34C	BR34D
Gew.-%								
SiO ₂	68.1	57.7	68.4	67.4	61.8	61.1	59.8	59.2
TiO ₂	0.31	0.33	0.31	0.30	0.69	0.64	0.70	0.65
Al ₂ O ₃	16.8	15.8	16.9	16.5	16.7	18.3	18.2	17.3
Fe ₂ O ₃	3.23	3.32	3.16	3.26	6.14	6.52	6.63	6.10
MnO	0.08	0.09	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.05
MgO	1.86	1.75	1.94	1.70	3.21	3.14	3.42	3.18
CaO	4.40	4.15	4.38	4.55	6.72	7.03	7.14	6.85
Na ₂ O	4.20	3.40	3.52	3.95	3.58	3.35	3.90	3.60
K ₂ O	2.15	2.30	2.02	2.10	1.52	1.70	1.55	1.60
GV	0.6	0.7	0.5	0.6	0.9	0.6	0.7	1.3
Sum.	101.7	99.5	101.2	100.4	101.3	102.4	102.1	99.6
ppm								
Rb	112	108	110	125	95	98	80	85
Sr	495	470	430	460	385	405	390	410
Zr	97	97	94	105	210	214	222	227
Ba	590	600	560	645	500	470	485	495

Rechts- und Hochwerte der geochemischen Probenahmepunkte

Prob.- Nummer	Rechtswert	Hochwert	Prob.- Nummer	Rechtswert	Hochwert
B 1	702400	5187650	B 32	707000	5188750
B 2	702500	5187550	B 33	710950	5188500
B 3	702900	5187200	B 34	717150	5188750
B 4	702800	5186750	B 35	705300	5187750
B 5	702200	5187300			
B 6	701850	5188450	IF 3	686100	5185800
B 8	702075	5188300	IF 4	686600	5184500
B 9	701050	5189150	IF 5	681150	5182850
B 10	701400	5188500	IF 7	673850	5173200
B 11	703850	5186650	IF 10	674450	5173700
B 13	703700	5186850	IF 11	673850	5173800
B 14	703600	5187600	IF 12	672700	5173100
B 15	702350	5183200			
B 16	703400	5185600	K 1	663500	5165350
B 17	703650	5184500	K 2	663050	5164600
B 18	702900	5183700	K 3	663600	5164300
B 20	703450	5183900	K 4	663900	5165250
B 21	709900	5188850			
B 22	702700	5184050	W 1	713750	5194200
B 23	696200	5187450	W 2	713850	5194350
B 24	693750	5188900	W 3	713750	5194350
B 25	693400	5189000	W 4	713800	5194600
B 26	693350	5188600			
B 27	697350	5186150	A 1	708900	5194600
B 28	699500	5185300	A 2	709050	5194300
B 29	693000	5191000	A 3	709600	5193800
B 30	704000	5186800	A 4	710500	5193800
B 31	706500	5188750			

GEOLOGISCHE KARTE DES RENSEN PLUTONS UND SEINER RAHMENGESTEINE (SÜDTIROL)

LEGENDE

- | | |
|---|--|
| | Alluvionen, Talauen |
| | Hangschutt |
| | Moräne |
| <u>Obere Tauernschieferhülle:</u> | |
| | Kalkglimmerschiefer, dunkle Phyllite |
| <u>Altkristallin:</u> | |
| | Biotit-Plagioklas-Gneise |
| | Augengneise |
| | Gneise mit auffälliger Granatführung |
| | Pegmatitische Orthogneisgänge |
| | Orthogneise |
| <u>Ob. Tauernschieferhülle und Altkristallin:</u> | |
| | Saure und basische Gänge |
| | Amphibolite |
| | Kalkmarmore |
| <u>Rensen Pluton:</u> | |
| | Hauptfazies |
| | Basischere Fazies |
| | Brixener Granit |
| | Tonalitgneis-Zone |
| | Gabbro |
| | Periadriatische Linie |
| | A-A', B-B': Anfangs- und Endpunkte der Profile |

GEOLÖGISCHE KARTe DES RENSEN PLUTONS UND SEINER RAHMENGESTEINE (SÜDTIROL)

0 1km

P.v.Gizycki 1977

52°41"

52°09"

51°37"

51°05"

50°33"

46°

0° 52'07"

51°20"

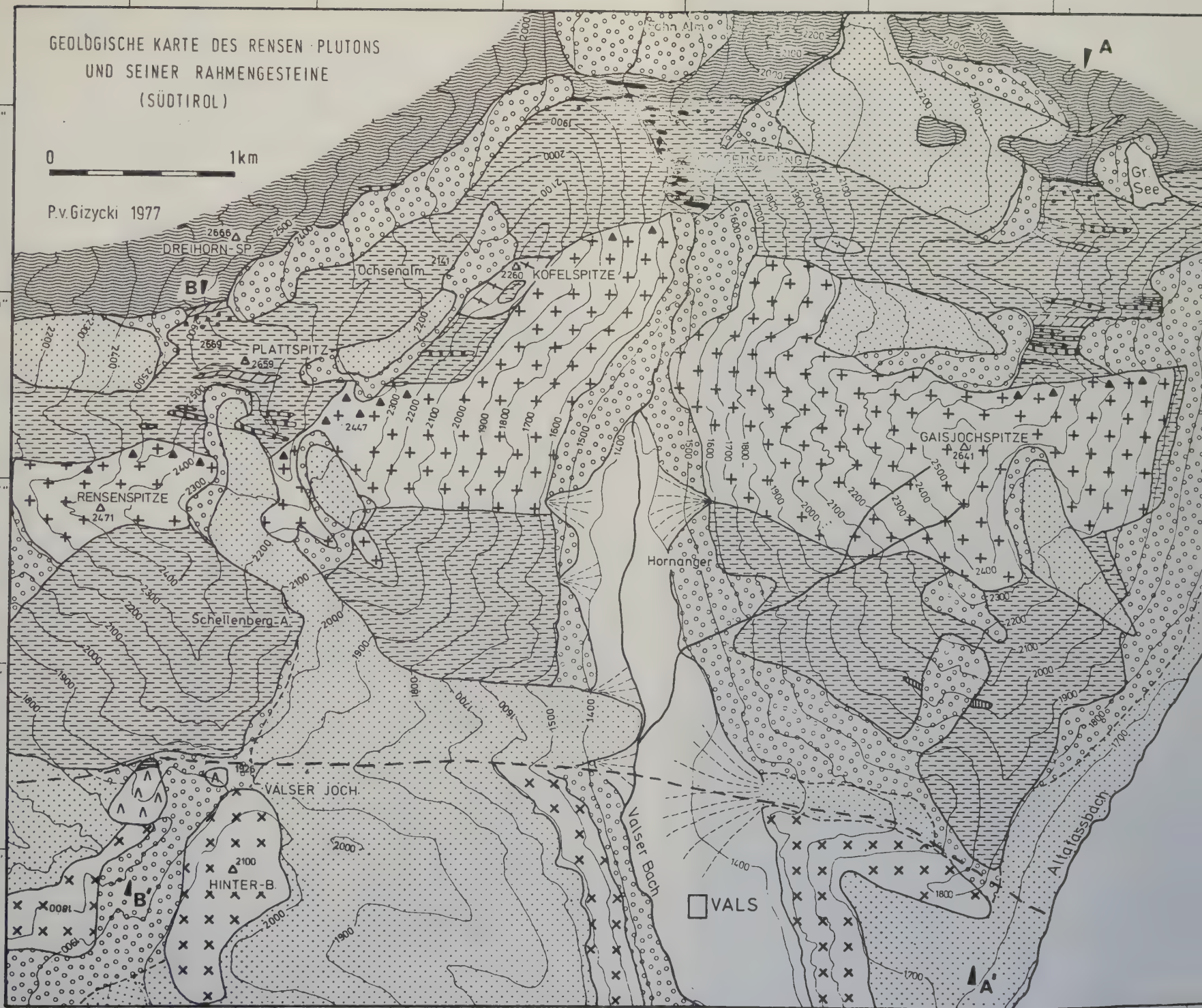
50°33"

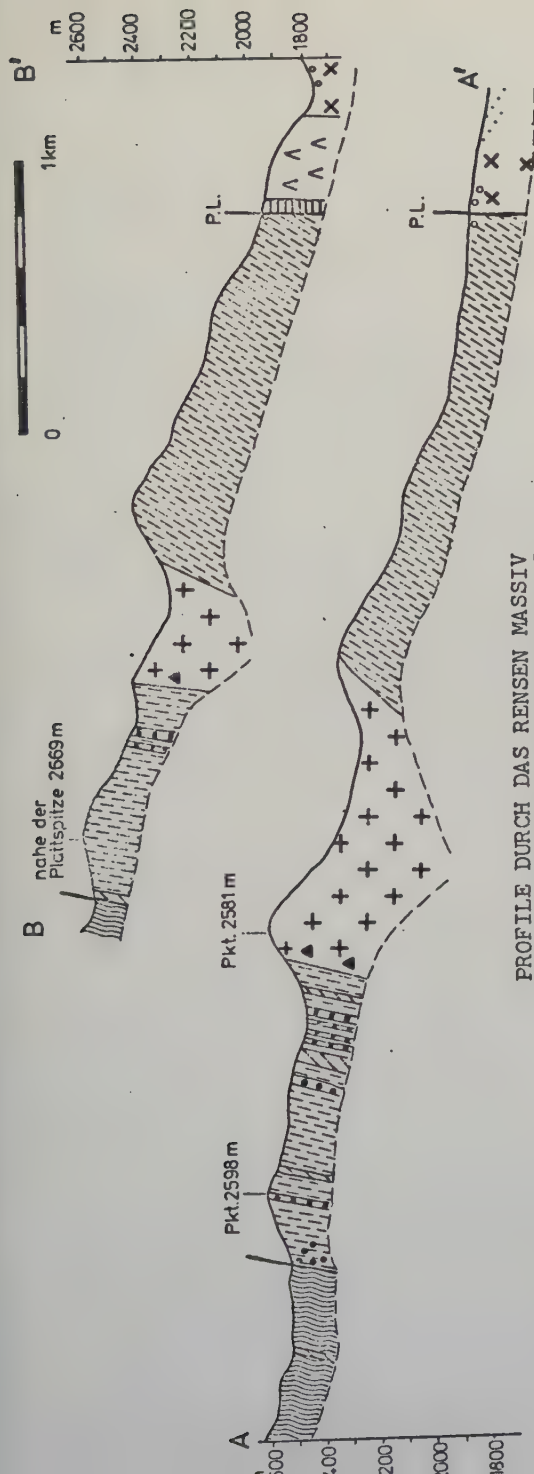
49°46"

48°59"

48°12"

47°25"





PROFİL DURCH DAS RENSEN MASSIV

N
Legende:

-  Hangschutt
-  Moräne
-  Kalkglimmerschiefer, dunkle Phyllite

-  Biotit-Plagioklas-Gneise
-  Augengneise
-  Gneise mit auffälliger Granatführung
-  Amphibolite
-  Marmore

-  Rensen Pluton Hauptfazies
-  Rensen Pluton Bas. Fazies
-  Brixener Granit
-  Tonalitgneis-Zone
-  Gabbro

Kurzlebenslauf

Name: von Gizycki, Peter Andreas Christoph
Geburtstag: 11. 03. 1946
Geburtsort: München
Eltern: Dr.-med. Hasso von Gizycki und Brigitte,
geb. Jacobs
Schulen: 1952 - 1954 Volksschule München-Solln
1954 - 1957 Volksschule Simon Knoll Platz, München
1957 - 1963 Wilhelmsgymnasium München
1963 - 1967 Theresiengymnasium München
Studium: Okt. 1967 Beginn des Geologiestudiums an der
Ludwig-Maximilians-Universität München
Nov. 1969 Diplomgeologen-Vorprüfung
Juli 1973 Diplomgeologen-Hauptprüfung
März 1974 Beginn der Dissertation
März 1974 -
Juni 1976 Wissenschaftlicher Mitarbeiter

